ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

# ÉVKÖNYVE

LVII. KÖTET 1. FÜZET

## A MÁTRA HEGYSÉG FÖLDTANA

ÍRTA:
VARGA GYULA, CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY ERIKA,
FÉLEGYHÁZI ZSOLT

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
VOL. LVII. FASC. 1.

## GEOLOGY OF THE MÁTRA MOUNTAINS

by
GY. VARGA, E. CSILLAG—TEPLÁNSZKY, ZS. FÉLEGYHÁZI

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST
1975. december

Lektorálta:
DR. KUBOVICS IMRE
egyetemi tanár

Szakreferens:
DR. HÁMOR GÉZA

Szerkesztette:
a M. Áll. Földt. Int. Kiadványszerkesztő Csoportja
GERGELYFFY L.-NÉ irányításával

Fordító:
PETRIK IVÁN

Nyelvi lektor:
RAVASZNÉ BARANYAI L.

ISBN 963 10 0878 9

Felelős kiadó: DR. KONDA JÓZSEF

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Budapest, 1975.

Műszaki vezető: Hegedűs Ernő
Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor
A könyv formátuma: B/5
Terjedelme: 50,5 (A/5) ív + mellékletek
Példányszám: 1030
Betűcsalád és méret: Extended, gm/gm
Azonossági szám: 0812
Ábrák száma: 221
Papír minősége: 100 g delta + műnyomó
74.3037 Egyetemi Nyomda, Budapest
Felelős vezető: JANKA GYULA igazgató

Közös munkánk eredményeit volt vezetőnk és barátunk, a Mátra hegységet fáradhatatlanul kutató *Vidacs Aladár* emlékének ajánljuk

*a Szerzők*

# A MÁTRA HEGYSÉG FÖLDTANA


Írta:

VARGA GYULA

az üledékes képződményekről, az eocén andezitről és a tortonai fedőandezitről szóló fejezeteket

CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY ERIKA

a Nyugat- és Közép-Mátra ércesedéséről szóló fejezetet

FÉLEGYHÁZI ZSOLT

## TARTALOM — CONTENT


*Előszó* ..... 9

*Bevezetés* ..... 10

*Kutatástörténet* ..... 14

*Geomorfológiai viszonyok* ..... 21

*Földtani felépítés* ..... 35

I. Paleozóos képződmények ..... 35

II. Triász időszaki képződmények ..... 37

1. Triász időszaki bázisos kőzetek ..... 37

2. Triász időszaki üledékes képződmények ..... 42

*a)* Karbonátos kőzetek ..... 44
*b)* Törmelékes kőzetek ..... 51
*c)* Kontaktmetamorf képződmények ..... 57

III. Harmadidőszak ..... 61

1. Eocén ..... 61

*a)* Eocén üledékes képződmények ..... 61
*b)* Eocén biotitos amfibolandezit ..... 67

2. Oligocén ..... 75

Lattorfi emelet ..... 75
Rupéli emelet ..... 75
Katti emelet ..... 77

3. Miocén ..... 90

Burdigálai emelet (eggenburgien) ..... 90
Helvéti emelet (ottnangien) ..... 93
Helvéti emelet (kárpátien) ..... 103
Tortonai (badenien) vulkáni képződmények ..... 129

Középső rétegvulkáni sorozat ..... 129

1. Finomszemcsés kőzetváltozatok ..... 134
2. Középszemcsés kőzetváltozatok ..... 141
3. Durvaszemcsés kőzetváltozatok ..... 185
4. Vulkáni törmelékes kőzetek ..... 190
5. Lávaagglomerátum és lávabrecsa ..... 198
6. Savanyú piroklasztikum közbetelepülések ..... 201
7. Kálitrachit és kálidús kőzetek ..... 205
8. Gejzirit-, hévforrás- és limnokvarcit-képződmények ..... 218

Sötétszürke piroxénandezit (fedőandezit-összlet) ..... 228
Karbonátos piroxénandezit ..... 253
Riolitos és riodácitos vulkanitok ..... 261

Tortonai (badenien) üledékes képződmények ..... 268
*a)* Diatomás összlet ..... 268
*b)* „Lajta-összlet" ..... 291
Szarmata emelet ..... 295
4. Pliocén ..... 301
Pannóniai emelet ..... 301
IV. Negyedidőszak ..... 308
1. Pleisztocén ..... 308
2. Holocén ..... 309
*Szerkezeti viszonyok* ..... 310
*Fejlődéstörténet és ősföldrajzi viszonyok* ..... 318
*Gazdaságföldtani összefoglalás* ..... 354
I. Nyugat- és Közép-Mátra középsőmiocén ércesedése ..... 356
A bányászat története ..... 356
Földtani kutatástörténet ..... 359
Tektonika és ércesedés ..... 369
Érctelérek szerkezete és kialakulása ..... 370
A nyugat- és közép-mátrai hidrotermás érctelérek gazdasági osztályozása 372
II. Az Északkeleti-Mátra felsőeocén ércesedése ..... 380
A felsőeocén érces terület földtani viszonyai ..... 388
III. A báj-pataki ércesedés ..... 395
IV. Építő- és útépítőkő-bányászat ..... 395
*Vízföldtani viszonyok* ..... 398
*Irodalom* ..... 457
*Táblák* ..... 481

*Mellékletek* (tasakban):
A Mátra hegység földtani térképe
A Mátra hegység szerkezetkutató fúrásai és azok rétegsorai (két lapon)
A Mátra hegység ércelőfordulásai
A Mátra hegység vízkémiai térképe

* * *

*Introduction* ..... 411
*Geomorphology of the Mátra* ..... 412
*Subsurface geology* ..... 415
*Geological make-up* ..... 417
Mesozoic ..... 417
*a)* Sedimentary rocks ..... 417
*b)* Igneous rocks ..... 418
Tertiary ..... 420
Eocene formations ..... 420
*a)* Sedimentary rocks ..... 420
*b)* Upper Eocene volcanics ..... 421

Oligocene formations ..... 423
Lattorfian ..... 423
Rupelian ..... 424
Chattian ..... 424

Miocene formations ..... 424
Burdigalian (Eggenburgian) ..... 424
Helvetian (Ottnangian) ..... 424
Helvetian (Carpathian) ..... 425
Helvetian volcanism ..... 426
Tortonian (Badenian) ..... 427

A) Fine-grained rock varieties ..... 430
B) Medium-grained rock varieties ..... 432
C) Coarse-grained rock varieties ..... 437
D) Volcanoclastic rocks ..... 439
E) Lava agglomerates and lava breccias ..... 439
F) Enclaves of initial acid pyroclastics ..... 440
G) K-trachyte and K-rich rocks ..... 441
H) Products of geysers and hot springs and limnoquartzite ..... 441

Tortonian (Badenian) sedimentary formations ..... 445
Sarmatian ..... 446
Pliocene formations ..... 447

Quaternary ..... 447
Pleistocene formations ..... 447

*Megatectonic setting and volcano-tectonics* ..... 448

*History of evolution of the Mátra* ..... 449

*Economic geology* ..... 453
Ore deposits ..... 453
Nonmetallic resources ..... 455

*Hydrogeological conditions* ..... 456

*References* ..... 457

*Plates* ..... 481

*Supplements* (attached to back-cover):
Geological map of the Mátra Mountains
Structure boreholes in the Mátra Mountains and their lithological logs (in two sheets)
Ore deposits of the Mátra Mountains
Hidrochemical map of the Mátra Mountains

# ELŐSZÓ

A Mátra hegység földtani monográfiája a hegység és eddig megismert aljzatának kőzettani kifejlődését, elterjedését, a kőzetek ásványtani és kőzetkémiai viszonyait, másodlagos elváltozásait foglalja össze. A képződmények ismertetése koronként, illetve keletkezési sorrendben történik. Egyidejű keletkezés esetén a vulkáni eredetű képződményeket ismertetjük először, majd a velük egykorú üledékes lerakódásokat.

A felvételi munka során begyűjtött kőzetek ásványtani vizsgálatát minden esetben a felvételező geológus végezte. Szükség szerint vettünk igénybe speciális vizsgálati módszereket (DTA, DTG, színképelemzés, röntgen).

Az egyes kőzettípusok kémiai elemzéseinek nagyobb részét a *Magyar Állami Földtani Intézet kémiai laboratóriuma*, kisebb részét az ELTE *Kőzettani-Geokémiai Tanszékének laboratóriuma* és a *szegedi* JATE *Ásvány-Kőzettani Tanszékének laboratóriuma* készítette. A fentieken kívül felhasználtuk a felvételezést megelőző publikációkban közölt elemzéseket is, ha azoknak pontos lelőhelye megállapítható volt.

A hegység üledékes képződményeinek leírása a felvételezést megelőző vagy azzal egyidejűleg publikált dolgozatok és a felvételező geológus által végzett — főleg üledékkőzettani — vizsgálatok alapján történt. Ugyancsak főleg irodalomból származnak az üledékes képződmények faunalistái.

A kőzettípusok változatokra és alváltozatokra való szétválasztása a felvételezést követő ásványtani vizsgálatok alapján történt, esetenként figyelembe véve az adott kőzetből készült kémiai elemzés adatait is. A kőzetek korbesorolását az üledékes képződményekhez való viszonyítással vagy az egymásban talált törmelékek és zárványok meghatározásával végeztük.

A monografikus leíráson túl a terület vulkanológiai, fejlődéstörténeti, szerkezetföldtani, vízföldtani és gazdaságföldtani viszonyait is összefoglaltuk.

# BEVEZETÉS

A Mátra hegység az Északi-középhegység — földtanilag a „belső vulkáni koszorú" — egyik tagja. Nyugaton a Zagyva-völgy mentén az oligocén—miocén tengeri üledékekből és középsőmiocén vulkanitokból álló Cserhát hegységgel, északon a miocén árkos—sasbérces Salgótarjáni-medencével határos. Keleten, a parádi Tarna mentén, tektonikusan érintkezik a mezozóos, valamint oligocén—miocén képződményekből álló Nyugati-Bükkel, délen pedig a fiatal pannóniai rétegekkel olvad bele az Alföld területébe (1. ábra).

A hegység környezetének tengerszint feletti magassága általában 150—250 m között változik. A vulkáni terület — s egyben az ország — legmagasabb pontja a Kékes (1015 m).

A Mátra területe előhegyeivel együtt 570 km², amiből a különböző vulkanitokkal fedett, illetve azokból felépített terület 377 km². Újabb földtani adatok szerint a vulkanitok valóságos elterjedése sokkal nagyobb. A Pásztó 1. és a Pásztó 2. sz. vízkutató fúrás a Mátra nyugati előterében, a hegységtől 4 km-re a pleisztocén lejtőtörmelék alatt szálban álló andezitet, illetve piroklasztikumot harántolt. A déli előtérben a Gyöngyöshalász 1. sz. fúrás 812 m mélységben érte el a tőle 3 km-re még felszínen levő vulkanitokat. Hasonló adatokat ismerünk Abasár környékén is, ahol a vulkáni képződményeket csupán a felsőpannóniai rétegek fedték el. Nagyobb területet foglalnak el a felsőeocén vulkanitok is Recsk—Parádfürdő körzetében a középső- és felsőoligocén üledékek alatt.

A Mátra területét — a tájékozódás megkönnyítése érdekében — földrajzi egységekre osztottuk. A Zagyva-völgytől a Galya-tető—Szuhár- és Szén-patak vonaláig húzódó hegységrészt *Ny-i Mátrának*, e határtól a Köszörűs-patak—Kékes—Kékes-patak—Vár-patakig terjedő területet *Közép-Mátrának* nevezzük. Az ettől keletre, a parádi Tarnáig terjedő hegységrész a *K-i Mátra*. Esetenként *É-i Mátra* néven különítjük el a Nagybátonytól Parádig terjedő északi előteret, és *D-i Mátra* néven a Szurdokpüspöki—Gyöngyössolymos—Kisnána vonaltól délre eső hegységrészeket. Természetesen ezek a lehatárolások nem jelentenek egyben földtani határokat (2. ábra).

A hegység földtani kutatása során két — élesen el nem különíthető — kutatási irány alakult ki. A szervezett gazdasággeológiai és bányászati kutatások — kisebb egyéni kezdeményezések után — Recsk és Parádfürdő környékén 1850-ben, Gyöngyösoroszi körzetében 1858-ban indultak meg. E kutatások hosszabb-rövidebb megszakításokkal, változó intenzitással — 1954 óta nagyobb lendülettel — napjainkig folytatódtak. Az intenzívebb kutatást a termelő ércbányák készleteinek rohamos csökkenése indokolta.

Az általános földtani és kőzettani kutatások kezdetben a képződmények




*1. ábra.* A vizsgált terület elhelyezkedése Magyarország területén
*Textfig. 1.* Situation of the studied area in Hungary's territory

leírására, más területekkel való sztratigráfiai és petrográfiai összehasonlításokra szorítkoztak. E kutatások terén ID. NOSZKY J. ért el jelentős eredményeket. 1927-ben jelent meg 1:75 000 méretarányú földtani térképe és monográfiája, mely jó alapokat teremtett a további kutatásokhoz. E munka elsősorban a hegységperemi, illetve az andezit fekvőjében levő képződményeket ismertette, s nem tagolta részletesen a hegység nagy részét felépítő vulkanitokat. Munkáját követően számos, gazdaságilag fontos területen (Recsk, Gyöngyösoroszi, Kékes és Galya-tető körzete) folyt — főleg érc- és kőbányászati célokat szolgáló — kőzettani térképezés. A hegységperem részletes térképezése pedig a barnakőszén-kutatást és -bányászatot segítette elő.

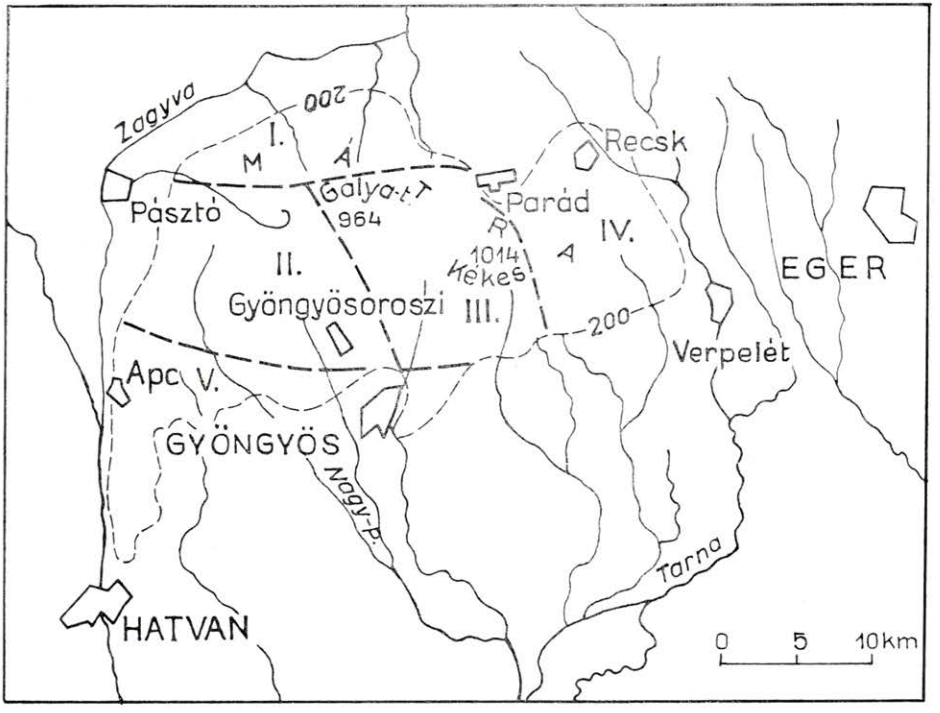
Az 1954-től folyó részletes és intenzív érckutatást követően 1958-ban a MÁFI megkezdte a hegység egész területének 1:10 000 részletességű földtani—kőzettani felvételét. Az új módszerű és részletes térképezés egyaránt szolgálta az intenzív érckutatást és a hegység egészének földtani megismerését. A lemélyített sekély- és mélyszerkezet-kutató fúrások közvetlen adatokat szolgáltattak a mélyebb szintek kőzettani felépítéséről. A nagyszámú minta vizsgálata jelentős lépéssel vitte előre a hegység kőzetgenetikájának megismerését. A munka során ismertté vált a hegység változatos kőzettani felépítése, a posztvulkáni elváltozások és átalakulások sokrétűsége. Újabb polimetallikus ércteléreket kutattunk és tártunk fel, főleg a Ny-i és Közép-Mátrában. Számos új adatot nyertünk a hegység vulkanológiai—szerkezetföldtani—mélyszerkezeti viszonyairól.

E monográfia a hegységben csaknem 120 év óta folytatott földtani és bányászati kutatások fontosabb tudományos adatait és megállapításait, valamint az 1958-ban megindult részletes földtani térképezés rétegtani, kőzettani,

paleontológiai, vulkanológiai, tektonikai és ércföldtani eredményeit foglalja össze. A munka összeállításánál figyelembe vettük a vulkáni hegységeinkben dolgozó hazai és a Mátrát az elmúlt 12 év folyamán felkereső külföldi szakemberek véleményét is.

A kutatások irányítója és aktív résztvevője 1966-ban bekövetkezett haláláig VIDACS A. volt. Munkánkat megfigyelésekkel, vizsgálatokkal, szakvéleményekkel és szóbeli közlésekkel SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus, JANTSKY B. főgeológus, KISS J. és KUBOVICS I., az Eötvös Loránd Tudományegyetem, MEZŐSI J., a Szegedi József Attila Tudományegyetem docensei, CSEH-NÉMETH J., CSILLAG J., FÉLEGYHÁZI ZS., NAGY I., RADOVICS L., SIKLÓSI S., TÖRÖK K. és ZELENKA T., az Országos Érc- és Ásványbányászati Vállalat főgeológusai, geológusai, BARTKÓ L. és KÉRI J., a Nógrádi Szénbányászati Tröszt főgeológusai, HÁMOR G., JÁMBOR Á., RADÓCZ GY., MOLDVAY L., BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., GYARMATI P. és SZENTES GY. a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos munkatársai segítették elő, akiknek ezúton mondunk köszönetet hasznos közreműködésükért.

A monográfiát CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. és VARGA GY. állította össze. A gazdaságföldtani adatok összegyűjtésében és a fejezet megírásában FÉLEGYHÁZI ZS. vett részt.




*2. ábra.* A Mátra hegység és közvetlen környékének helyszínrajza
I. É-i Mátra, II. Ny-i Mátra, III. Közép-Mátra, IV. K-i Mátra, V. D-i Mátra

*Textfig. 2.* Layout of the Mátra Mountains and their immediate vicinity
I. Northern Mátra, II. Western Mátra, III. Central Mátra, IV. Eastern Mátra, V. Southern Mátra

A terepi és kamerális munkálatokban RÁTHONYI G.-NÉ, SCHOLTZ T., TAMÁS K., TÁLAS P., GARAJSZKY M., KOI L.-NÉ, BÁNVÖLGYI J.-NÉ, TOKODI A. és VARGA GY.-NÉ munkatársak vettek részt.

A mikrofotókat és a makroszkópos kőzetfelvételeket PELLÉRDY L.-NÉ, a terepi fényképeket VIDACS A. és VARGA GY. készítette.

Jelen összefoglalásunk a hegység részletes földtani kutatásának 1969. december 31.-i állapotát rögzíti. Az érc- és mélyföldtani kutatások a Ny-i Mátrában, valamint a hegység ÉK-i előterében tovább folytatódnak.

# KUTATÁSTÖRTÉNET

A Mátra hegység földtani vizsgálata és nyersanyagainak kutatása közel kétszáz éves múltra tekint vissza. Ez időszak — a vizsgálati módszerek és a tudományos gondolkodás fejlődése alapján — öt időszakra osztható:

1. —1850-ig,
2. 1850-től 1900-ig,
3. 1900-tól 1920-ig,
4. 1920-tól 1945-ig,
5. 1945-től napjainkig.

*Az első időszakban* magyar és külföldi utazók, geográfusok határozott útvonalat követve keresték fel a Mátra hegységet s utazásuk során tett megfigyeléseiket könyv alakban jelentették meg. Az első geológiai leírást FICHTEL, J. E. (1791) osztrák mineralógus útikönyvében találjuk, aki 1790-ben utazott át a Mátra hegységen. Az angol TOWNSON, R. (1797), a magyar KITAIBEL P. (1799), a német ZIPSER, CH. A. (1817) és a francia BEUDANT, F. S. (1822) a XVIII. század végén és a XIX. század elején tettek utazásokat Magyarországon, érintve a Mátra hegységet. Utóbbiak már ásványokat és kőzetfajtákat ismertettek, s néhány földtani megállapításuk a mai napig is aktuális. Például KITAIBEL P. (1799) felismerte az Ördöggátak kőzettelér jellegét, BEUDANT, F. S. (1822) osztályozta a hegység kőzeteit. FÁY A. (1819) és KITAIBEL P. (1829) részletesen vizsgálta és ismertette a Mátra vízrajzát, a gyógyvizek összetételét és hatását.

Csaknem minden utazó megemlíti a parádi timsófőzést. Parád környékén 1780-ban az első érckutatást is a régi, 1767—1769-ben nyitott timsóbánya körzetében indították (KISVARSÁNYI G. 1955b). Gyöngyösoroszi környékén FAZOLA H. 1758-ban kezdeményezte a feltárásokat.

*A hegység földtani megismerésének második szakaszát* már szervezettebb és célratörőbb gazdasági kutatások jellemzik. A rétegtani—kőzettani vizsgálatokat a bécsi császári és királyi Földtani Intézet geológusai kezdték el s munkájuk során elkészült az ország nagy részének első földtani térképe is 1:144 000 méretarányban. E munkában kiemelkedő szerepet játszott RICHTHOFEN, F. (1860) és ANDRIAN, F. (1867a, 1868a, b).

A XIX. század második felében a geológusok és bányászok figyelme az érckutatás felé fordult. A század derekán a Recsk közelében levő Báj-patak völgyében felfedezett természéz, valamint a régebben ismert parádfürdői ércindikációk hosszú ideig szünetelő kutatása nagy intenzitással indult meg. Az érckutatók közül ANDRIAN, F. (1866, 1867b), HAIDINGER, W. (1850), VASS,

A. (1857a, b), RIEGEL, A. (1858), BERNHARD, C. (1866) és KUBINYI F. (1867) emelhetők ki.

A kutatások kapcsán fellendült az ércek ásványtani vizsgálata is (PETTKÓ J. 1863, KLEINSCHMIDT, J. L. 1866, NENDTVICH, K. 1877 és ZEPHAROVICH, R. 1867). STOLL K. (1873) részletes bányászati adatokat és földtani térkép alapján becsült készleteket közölt a lahócai érces területről.

Az osztrák geológusok által megkezdett részletes geológiai vizsgálatokat a század vége felé SZABÓ J. (1868, 1869, 1872, 1875), PAUL, C. M. (1866), HOFMANN K. (1879), SZTERÉNYI H. (1882) és SCHAFARZIK F. (1885, 1889) folytatta. A hegység vulkanitjait — az akkori nómenklatúra alapján — még trachitnak nevezték, de SZABÓ J. (1870b, 1873a, b, 1881) már típusokat különített el e kőzetcsoporton belül. SZTERÉNYI H. (1882) és SCHAFARZIK F. (1885) részletesebben vizsgálta a déli előtér két riolitelőfordulásának földtani viszonyait.

Az ásványvíz- és gyógyforrásvizsgálatok, továbbá a kőzetkémiai elemzések terén FELLETÁR E. (1861), BERNÁTH J. (1866), LOSTEINER K. (1885) ért el újabb eredményeket. TÓTH M. (1882) Recsk, Gyöngyösoroszi, Parád és Báj-patak ércesedésének első ásványtani ismertetése mellett a hegységre vonatkozó korábbi ásványtani megfigyeléseket, leírásokat is rendszerezte.

*A századfordulón és a XX. század első évtizedeiben* a tudományos és bányászati kutatások szoros egységet képeztek. HORUSITZKY H. (1901) ismertette a gyöngyöspatai és szurdokpüspöki diatomapalák földtani helyzetét és gazdasági jelentőségét; SCHAFARZIK F. (1904) és MAURITZ B. (1909) részletes kőzettani tanulmányokat készített a Mátra andezitjeiről és azok építőipari felhasználásáról. Leírásaik és megállapításaik ma is helytállóak. PÁLFY M. (1907) az érctelepek, PAPP K. (1905) az ásványvizek, BÖCKH J. (1907) és BÖCKH H. (1910) a kőolajkutatás szakértőiként tevékenykedtek a hegységben.

Jelentős és elévülhetetlen munkát végzett a hegységben ID. NOSZKY J. (1911, 1912a—c, 1913, 1916). Vizsgálta a Mátra harmadkori üledékes képződményeit, a vulkáni hegység morfológiáját és a magmás kőzeteket.

A századfordulón megindult a paleontológiai leletek szakszerű vizsgálata is. Ezt a munkát nagy részben a felvételező sztratigráfusok végezték (LŐRENTHEY I. 1909). TELEGDI ROTH K. (1912) a felsőoligocén rétegekről közölt részletes adatokat. SZEMBRATOVICS S. és LÁNG M. (1919) Gyöngyös környékének földtani viszonyairól készített szakvéleményt, melyben foglalkoztak a város határában levő lignittelepekkel is.

*Az I. világháború után* az ország részletesebb földtani megismerését célzó kutatásokat a Magyar Királyi Földtani Intézet fogta össze. Egy-egy hegység vagy területegység vizsgálatát egyetlen gyakorlott kutató végezte. SCHRÉTER Z. (1921) a szarmata rétegeket vizsgálta a Mátra DK-i előterében. Ugyanebben a tárgykörben munkálkodott SÜMEGHY J. (1924) is. ID. NOSZKY J. (1923a, b, 1924, 1926, 1927, 1929b, 1930) folytatta a hegység vulkanitoknál idősebb képződményeinek vizsgálatát, s ennek során elkészítette a Mátra földtani térképét is. Részletesen foglalkozott a hegységbeli lajtamészkő-formáció kérdésével és az ÉNy-i Mátrában ismert cseviceforrásokkal (1925, 1937).

Recsk környékén ZSIVNY V. (1922, 1925), ZELLER T. (1923), HOJNOS R. (1924) végzett ásványtani vizsgálatokat. Ebben az időben néhány kisebb ércföldtani tanulmány jelent meg LŐW M. (1925), VADÁSZ E. (1935) és VITÁLIS S. (1926) tollából. VENDL A. (1929) a magyarországi riolittípusok vizsgálata kapcsán részletesen foglalkozott a Mátra déli peremén levő két kisebb előfordulással is. A recski érc ásványtani vizsgálatával és dúsításával PÁLFY M.

(1929), VAVRINECZ G. (1929, 1931), GEBHARDT F. (1931), KOCH S. (1931), PAPP F. (1933, 1935a, b) és VITÁLIS I. (1933a) foglalkozott. A Recsk környéki kőolajnyomok újravizsgálata mellett (PÁVAI VAJNA F. 1930, FERENCZI I. 1933) folytatták a hidrokémiai—hidrogeológiai kutatásokat is (VÍGH GY. 1935a, MARSCHALL F. 1929).

Újra megindult az ország földtani felvételezése, melynek keretében a Mátra környékét VÍGH GY. (1934a, b, 1935b, 1939a, b), SZENTES F. (1939) és ROZLOZSNIK P. (1935) térképezte. ROZLOZSNIK P. (1937a, b, 1942a, b, 1948) a hegység ércbányáinak bányageológiai felmérésével is foglalkozott. A recski területen gondosan vizsgálta az érctömzsök elhelyezkedését és a kékpala szerepét az ércképződésben. Genetikailag értékelte a művelés alatt levő vagy már letermelt gyöngyösoroszi ércteléreket. Leírásai a mai kutatók számára is értékesek.

SCHRÉTER Z. (1933, 1936a—c, 1937, 1940a, b) kisebb területrészek komplex vizsgálatát végezte el. IFJ. LÓCZY L. (1945), ROZLOZSNIK P. (1942a) és TELEGDI ROTH K. (1937b, 1938) a recski Lahóca biotitamfibolandezitjében található kőolajnyomokat értékelte. PAPP F. (1938a, b) és SZTRÓKAY K. (1938, 1939, 1940a, b) tovább folytatta a hazai érctelepek részletes ásványtani vizsgálatát. FINKEY J. (1937, 1938) a recski érc flotálási problémáival foglalkozott.

A hegység geofizikai vizsgálatán FEKETE J. (1936a—c, 1939), ROZLOZSNIK P. (1936a, b) és BASSO I. (1937) dolgozott.

A hegység üledékes aljzatának mikropaleontológiai vizsgálatokon alapuló új szintezését MAJZON L. (1939, 1940, 1943, 1945) végezte el.

POLLNER J. (1944) részletesen ismerteti a Recsk környéki bányászkodás történetét. A visszatekintés az 1850-es évektől szemlélteti a bányászat fejlődését. JAKOBY L. (1938) a gyöngyössolymosi Asztagkőn levő ércnyomok vizsgálatát ismertette. SZUROVY G. (1940a, b) a hegység déli részén, elsősorban Gyöngyössolymos környékén végzett ércföldtani, bányageológiai és petrográfiai kutatásokat. VITÁLIS S. (1941, 1943) Mátraverebély—Kisterenye, valamint Rózsaszentmárton környékén végzett hidrogeológiai vizsgálatokat.

*A II. világháborút követő* kis szünet után a földtani kutatás nagy lendülettel folytatódott. MAJZON L. (1948a—c, 1950, 1960, 1961, MAJZON L.—HEGEDŰS GY. 1952) folytatta, s kiterjesztette a hegység távolabbi környékére is az oligocén rétegek részletes faunisztikai vizsgálatát. SZENTES F. (1951a, b) és SCHRÉTER Z. (1942, 1952, 1953) folytatta a rétegtani—tektonikai térképezést a hegység ÉK-i részén és az azzal szomszédos területeken. SCHRÉTER Z. (1953) elkészítette a Gyöngyöspatai-medence földtani leírását, mely ma is hasznos útmutató. JASKÓ S. (1946) a TELEGDI ROTH K. által felismert Darnó-vonal lefutását és tektonikai szerepét vizsgálta.

1946-ban — a további érctelepek felkutatása érdekében — megindult a Mátra ércesedésének részletes vizsgálata. Ebben a munkában kiemelkedően értékes és eredményes munkát végzett PANTÓ G. (1949a, b, 1950c, d, 1951a, b, 1952a—c, 1954a, c, 1955a, b, 1957, 1958). Megfigyeléseit kiterjesztette a gyöngyösoroszi és recski területekre, és foglalkozott a két eltérő genetikájú ércesedés keletkezésével és azok vulkanológiai kapcsolatával. A recski ércbányászat történetét ekkor POLLNER J. (1944) és POJJÁK T. (1948) ismertette. SZTRÓKAY K (1952a, b, 1962) a gyöngyösoroszi és recski ércásványok mikroszkópos vizsgálatával, SZILAS GY. (1947) a recski arany problémájával, KOCH S.—MEZŐSI J.—GRASSELLY GY. (1949), majd MEZŐSI J.—GRASSELLY GY. (1949) a gyöngyösoroszi Zgyerka-altáró kőzeteivel és ásványaival, illetve a régebben ismert báj-

pataki termésréz genetikájával foglalkozott. GAGYI PÁLFY A. (1950) a recski érchányáról vagyonbecslést készített.

A fentieken kívül MEZŐSI J. (1949, 1950, 1952, 1953a, b, 1954) végzett kőzettani és általános geológiai térképezést a Mátrában. Dolgozataiban a mikroszkópos vizsgálatok alapján elkülönített kőzeteket elsőként tárgyalta kitörési sorrendben.

VÍGH GY. (1949—50, 1950a, b) folytatta a hegység déli előterében megismert felsőpannóniai fás barnakőszén összlet bánya- és hidrogeológiai vizsgálatát. E munkához később részletes hidrogeológiai vizsgálatokkal és készletszámítással SZEBÉNYI L. (1953, 1954a, b, 1959a, b) is csatlakozott. BARTKÓ L. (1950) kvarcit-, HORUSITZKY F. (1953) kovaföld- és BORTNYÁK I. (1950) kaolinkutatást végzett a hegységben. E kutatások igen sok — ma is mérvadó — új földtani megállapítást eredményeztek. JUGOVICS L. (1951) részletes tanulmányt készített a Recsk melletti Csákánykő kőfejtőjéről, melyben a kőzet felhasználhatóságát is vizsgálta. VADÁSZ E. (1954, 1955a) Magyarország nagyszerkezetére vonatkozó szintézisében jelentős helyet kapott a belső-kárpáti vulkáni koszorú, s ezen belül a Mátra vizsgálata is. LÁNG S. (1952, 1953, 1955) és LEÉL-ÖSSY S. (1952a—c) geomorfológiai vizsgálatokat végzett az Északiközéphegységben, ezen belül a Mátrában is. PÁLFALVY I. (1952), valamint ANDREÁNSZKY G. (1953) ősnövénytani vizsgálatokat végzett a felsőpannóniai üledékekben és a piroklasztikumokban található kovás fatörzseken.

PACSIRSZKY L. (1952) és SEBESTYÉN K. (1952a, b) a recski területen végzett geoelektromos és természetes potenciál mérések eredményeit ismertette. Hasonló — elsősorban a recski érckutatással kapcsolatos — geofizikai vizsgálatokról számolt be LAKATOS S. (1953a, b) is. SOÓS I. (1953) a mátrai ércelőfordulások történeti adataival foglalkozott.

MÁRTON GY. (1953a, b, 1954a, b, 1955, 1956) a Magyar Állami Földtani Intézet és a Mátravidéki Ásványbánya megbízásából kvarcit- és nemfémes ásványi nyersanyag-kutatásokat folytatott a hegység nyugati részén. Munkája során az 1:5000 léptékű térképezésbe is bekapcsolódott Mátrakeresztes—Mátraszentistván és Asztagkő körzetében. BARTKÓ L. (1953) is a Mátravidéki Ásványbánya számára végzett tűzállóagyag-kutatásokat a hegység déli előterében. JUGOVICS L. (1954, 1958a, b) a vulkáni tufák építőipari vizsgálata során a Ny-mátrai tari horzsaköves dácittufát is ismertette.

KASZANITZKY F. (1953, 1959a, b, 1961, 1962) a felszíni ércindikációk kutatását indította el a gyöngyösoroszi bánya körzetében. Bányageológiai és ércásványtani vizsgálatai alapján az ércképződés új szemléletű értelmezését adta. NEMECZ E. (1953) a gyöngyösoroszi érchányából halloysitet írt le. NYITRAI T.—SZILÁRD J. (1953), SZALAI M. (1954a, b), továbbá BORSZÉKI S. (1954) különböző típusú és célú geofizikai méréseket végzett a recski ércelőfordulások körzetében. KISVARSÁNYI G. (1954a, b, 1956) részletes földtani, bányaföldtani, kőzettani és ércásványtani vizsgálatok alapján összefoglaló földtani jelentést és készletszámítást készített a Recsk—Parádfürdő környéki ércelőfordulásokról. E nagy jelentőségű munka tartalmazza a régi bányászati műveletek értékelését, valamint a további felszín közeli érchányászat lehetőségeinek elemzését. Az összefoglaló jelentés szakmai bírálói újabb földtani adatokkal egészítették ki az ércesedésre vonatkozó ismereteket (POLLNER J. 1956, SZTRÓKAY K. 1956 és GAGYI PÁLFY A. 1956).

VIDACS A. a Magyar Állami Földtani Intézet és az Országos Ásványvagyon Bizottság megbízásából összeállította a Gyöngyösoroszi Érchánya összefog-

laló földtani és készletjelentését (VIDACS A.—KÚN B. 1955). A munka az 1950-es évek elején bejárható vágatok részletes szelvényeit, a terület áttekintő geológiai feldolgozását, valamint a bánya közeli körzetében ismert ércindikációk leírását tartalmazza. A gyöngyösoroszi kutatások után a Ny-i Mátrában folytatta az ércföldtani vizsgálatokat (VIDACS A. 1956a—c, 1957a, b, 1959, 1961a—f, i, 1962a, 1963, 1964f). Számos új telért kutatott meg olyan mértékben, hogy azokat be lehetett kapcsolni a bányászati termelés előkészítő fázisába.

A Kutatási Tanács 1955-ös határozata alapján a MÁFI 1958-ban megindította a Mátra rendszeres, szelvényszerű földtani térképezését. Ez az 1:5000 méretarányú munkalapokon 1:10 000 részletességgel folyó földtani térképezés szolgált alapul jelen monográfia földtani térképének elkészítéséhez is. VIDACS A. a nyugat-mátrai érckutatásokkal csaknem egyidőben, 1958-ban megindította a közép-mátrai ércindikációk vizsgálatát, mely néhány év alatt szintén szép eredményeket hozott (1960a, 1961g, 1964a—c, 1965b—e). E munka mellett irányította a Recsk körüli felszín közeli és nagy mélységű érckutatásokat (1958a, b, 1961h, 1965f, 1966a), s folytatta az általános földtani—vulkanológiai kutatásokat is (1961e, 1962b, c, 1964d, 1965a).

A VIDACS A. által irányított átfogó kutatáshoz több szakember csatlakozott egy-egy részterület vizsgálatával. VARRÓK K. (1958a) a Recsk—Parádfürdő környéki ércföldtani térképezéssel, JANTSKY B. (1956) pedig az Asztagkő környékén ismert ércnyomok vizsgálatával szolgáltatott újabb adatokat a hegység ércesedésének megismeréséhez. KISS J. és KISVARSÁNYI G. (1954) földtani, kőzettani térképezést végeztek a hegység keleti határán levő siroki Darnó-hegyen, s az egyes képződmények nyomozása céljából a K-i Mátra triász aljzatát is vizsgálták. A későbbiekben KISS J. a hegység keleti szomszédságában (1957, 1958a, b) részletes kőzettani és ércföldtani, a Közép-Mátrában pedig (1958c, 1960, 1964) érckutatással egybekötött részletes kőzettani—vulkanológiai térképezést végzett, melynek során több ércindikációt mutatott ki. Az érckutatást szolgálták GEDEON A. (1955, 1956—58, 1958—60, 1960—61, 1964) ditizonos és nyomelemvizsgálatai is. MEZŐSI J. (1953—1954, 1955, 1957, 1961a, 1962a, 1963a, 1964a, 1965a, 1966a, 1967a) részletes földtani térképezést és speciális ásvány-kőzettani vizsgálatokat végzett, melyek során új zeolitelőfordulásokat és kőzetelváltozásokat ismertetett a hegységből.

Az 1958—1968 közötti felvételi program a hegység új rendszerű földtani térképét szolgáltatta. A felvételeket az alábbi geológusok végezték: VIDACS A. (1958c), VARRÓK K. (1958b, 1959), CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. (1958, 1960, 1961b, 1962, 1963, 1964b, 1965b, 1966g), VARGA GY. (1958, 1959, 1960, 1961b, 1962b, 1963a, 1964b, 1965c, 1966d, 1967d, 1968d), VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1961b, 1962, 1963, 1964c, 1965c, 1966c, 1967c), MEZŐSI J. (1960, 1961b, 1962b, 1963b, 1967b), LENGYEL E. (1960, 1961), SZENTES GY. (1966, 1967a). A részletes térképezés előrehaladtával a felvételező geológusok a 10 000-es térképek szerkesztését is megkezdték, így ez ideig az alábbi térképek és szöveges magyarázók készültek el: VIDACS A.—VARGA GY.: Parádsasvár; VIDACS A.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.: Mátraszentimre; CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.: Gyöngyös (Mátraháza), Gyöngyöspata, Szuha (Mátraalmás), Gyöngyössolymos (Gyöngyösi Ércbánya), Kisnána, Domoszló, Pusztakőkút; VARGA GY.: Recsk (Csákánykő), Hasznos (Mátrakeresztes), Rózsaszentmárton, Apc, Parád (Parádóhuta), Mátrakeresztes, Nagybátony (Szorospatak bányatelep), Szurdokpüspöki, Gyöngyöstarján (Gyöngyösi Ércbánya), Markaz (Kékes-tető); VARGÁNÉ

MÁTHÉ K.: Gyöngyöstarján, Abasár, Gyöngyös (Mátrafüred), Gyöngyöspata (Nagyparlag); SZENTES GY.: Pásztó, Tar (Fenyves-puszta) (átdolgozás), Parádsasvár (Áll. Erdőgazd.), Parád; MEZŐSI J.: Tar (Fenyves-puszta).

E kutatók megfigyeléseiket és a felvételi munkához kapcsolódó vizsgálataik eredményeit földtani—kőzettani tanulmányokban adták közre (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1964a, 1965a, 1967a, 1968a, 1971; VARGA GY. 1962a, 1964a, 1965a, 1966a, 1967a, 1968a, 1969a; VARGA GY.—GUZYNÉ SOMOGYI A. 1964; VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1964a, 1965a, b, 1966a, 1967a). A részletes tanulmányok nagyban elősegítették a hegység földtani megismerését. VARGA GY. (1967c, 1968c), valamint CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. (1966b—e, 1968d, e, 1969b) a Mátra hegységi nagy mélységű érc- és mélyszerkezet-kutató fúrásokról készített részletes anyagvizsgálati és földtani kiértékelő jelentéseket. Ezek igen fontos adatokat tartalmaznak a hegység mélyszerkezetére vonatkozóan.

A hegység részletes térképezésével egyidőben SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1958a, b, 1959a, b, 1964, 1966a—c, 1967a, b, d, 1968) és munkatársai (1959, 1967) általános vulkanológiai és petrológiai vizsgálatsorozatot indítottak, melyek során — a könnyenillók szerepének tisztázásával — új magmás kőzettani nómenklatúrákat alakítottak ki. Kutatásaik eredménye széles körben elterjedt.

1963-tól KUBOVICS I. (1963a, b) részletes kőzettani és vulkanológiai térképezést végzett az ÉK-i és ÉNy-i Mátrában, aminek során több, a szokásostól eltérő kőzetváltozatot írt le. Pl. az É-i Mátrában szubmarin, hólyagüreges andezitben glaukonitot (1964a—c), a Ny-i Mátra kőzeteiben piroxénként bronzitot határozott meg. A Ny-mátrai Hidegkút-hegy és Aranyos-bérc környezetében kálimetaszomatikus elváltozásokat ismert fel. Ebből a kőzetváltozatból szeladonitot említ (1964b, 1965, 1966). Vizsgálatai során a hegység beszakadásos szerkezetét rétegtömörüléssel magyarázta.

A hatvanas években a Nagybátonyi-medence andezitteléreit és azok kontakt övét BOGNÁR L.—PÓKA T. (1964) és PÓKA T. (1960, 1964) az új kőzetgenetikai—nevezéktani megállapítások szellemében vizsgálta. Később PÓKA T. és SIMÓ B. (1964) e területen petrokémiai vizsgálatokat is folytatott.

HAJÓS M. (1956, 1959, 1962, 1964, 1965) részletes florisztikai és rétegtani vizsgálatokkal tisztázta a szurdokpüspöki kovaföld-összlet földtani helyzetét és korát. Nevezett 1961-ben PÁLFALVY I.-nal közösen paleofitológiai dolgozatot jelentetett meg.

PANTÓ G. (1961a—c, 1962, 1964, 1965a, b, 1969) általános vulkanológiai vizsgálatai során részletesen foglalkozott az ignimbrit kérdésével és annak magyarországi problematikájával. A hegység vulkáni összletének mélyebb szintjeiben ismert két nagy kiterjedésű savanyú dácitos tufaleplet részlegesen összesült ártufának vélte. Ezek képződésmódjára az ún. árokexplóziós keletkezés fogalmát vezette be, mely új megvilágításba helyezi a savanyú piroklasztikum-leplek földtani szerepét. E képződmény keletkezését, összetételét, korát és környezethez való viszonyát vizsgálta VIDACS A. (1965c), valamint HORUSITZKY F. (1965) is. SZÉKELY Á. (1964) és EMSZT M. (1964) genetikai részvizsgálatokat végzett az ércet kísérő agyagásványokra és az andezit kontaktusán kialakult oxidációs szegélyekre vonatkozóan, NAGY B. és BARBÁCSI Á. (1964) ásványparagenetikai vizsgálatokkal tisztázta a mátraszentimrei hidrotermás ércesedés keletkezési körülményeit. VARGA GY. (1969b) a Ny-i és Közép-Mátra hidrotermásan átalakított képződményeinek petrokémiai vizsgálata során figyelmet szentelt a hidrotermás érctelérek anyakőzeteire és a káliumdús kőzetváltozatokra.

BARTKÓ L. (1961) alapvető tanulmányában részletes vizsgálatokkal tisztázta a hegység feküjét alkotó nógrádi barnakőszén-összlet korát, az alaphegység képződményeit BALOGH K. (1964), a fiatalabb vulkanit-fekvő rétegeket KÉRI J. (1964) tanulmánya ismerteti. OZORAY GY. (1964), majd SCHMIDT E. R. irányításával a Vízföldtani Osztály (1962a, b) összeállította a hegység és közvetlen környékének vízföldtani atlaszát, melyet vízkémiai adatok értékelésével egészítettek ki. OZORAY GY. (1965) a vulkáni hegységek vízföldtanával is foglalkozott. SCHMIEDER A. (1965a, b) a rétegvíz átlagos mennyiségét és utánpótlódását vizsgálta a Mátra és a Bükk D-i előterében.

SZÉKELY A. (1960, 1961, 1964) részletes geomorfológiai tanulmányaiban ismertette a hegység formakincsét alakító vulkanológiai és eróziós tényezőket.

MOLDVAY L. (1965, 1966) a neotektonikus térszínalakulás jelenségeinek ismertetése során a Mátra szegélyén ismert üledékes magaslatokat tektonikusan fennakadt blokkoknak vélte. Feltevését néhány hegységbeli fúrás is igazolta.

PESTHY L. (1966), NAGY B. (1967) ásványtani tanulmányokat folytatott a hegységben. PESTHY L. a durvaszemcsés, karbonátos piroxénandezitben alaktalan vagy mandulaüregeket kitöltő kovagélt írt le, míg NAGY B. a csákánykői kőfejtő üregkitöltő karbonátásványait ismertette és kiválási sorrendjüket határozta meg. SÁMSONI Z. (1966) a hazai galenitek és szfaleritek nyomelemeit vizsgálta. SZÁDECZKY-KARDOSS E. és munkatársai (1967) jó áttekintést adtak a magyarországi vulkanitokról. Ismertették a savanyú ártufa-lepleket és a Mátrát felépítő andezitváltozatokat is.

Utóbbi években több geokémiai tanulmány foglalkozott a hegység képződményeivel. NAGY B.—ZENTAI P. (1967) a recski érc platinatartalmáról, ZENTAI P.—JULIÁSZ Z. (1969) a recski fúrási minták vizsgálatáról, NAGY B.—SZENTES GY. (1969) új antimonitindikációról, NAGY B. (1969a, b) a mátrai ércásványok áttekintő vizsgálatáról és a hidrotermális szfaleritek indiumtartalmáról közölt adatokat. WÉBER B. és GÉRESI GY. (1970) a légi gammaspektrometriai felvételek alapján vizsgálta a kálium eloszlását a hegységben. Térképmellékletük a káliumdús és kálimetaszomatizált képződmények elterjedését szemlélteti.

WEIN GY. (1969) a magyar medence mélyszerkezetére vonatkozó tanulmányában tárgyalja a Mátra hegység kialakulását elősegítő tektonikát és a vele kapcsolatos vulkánosságot.

A recski érckutató mélyfúrások újravizsgálatával megbízott geológuscsoport újabb adatokat szolgáltatott Recsk—Parádfürdő környékének mélyföldtani megismeréséhez (CSILLAG J. et *al.* 1969).

A fenti speciális tanulmányokon kívül az egyetemi tan- és szakkönyvek is tartalmaznak a Mátra hegységgel kapcsolatos ismereteket. Ezek közül megemlítjük MAURITZ B.—VENDL A.: Ásványtan I—II. (1942), VADÁSZ E.: Magyarország földtana (1953, 1960), Elemző földtan (1955b), Földtörténet és földfejlődés (1957), SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geokémia (1955), A Föld szerkezete és fejlődése (1968), SZTRÓKAY K.: Ásványhatározó (1949), KOCH S.—SZTRÓKAY K.: Ásványtan (1955), KOCH S.: Magyarország ásványai (1966) című könyvét.

A Mátrára vonatkozó legújabb vulkanológiai és kőzettani adatokat KUBOVICS I.—PANTÓ GY. (1970) könyve tartalmazza.

## GEOMORFOLÓGIAI VISZONYOK

A hegység geomorfológiájának újabb kori kutatói közül jelentős munkát végzett LÁNG S. (1955), LEÉL-ÖSSY S. (1952a—c) és SZÉKELY A. (1964) (3. ábra).

A hegység felszínformái két csoportba oszthatók. Az elsődleges formakincs a vulkáni működés során alakult ki s részben a litológiai helyzet, részben a posztvulkáni hatások következtében máig megtartotta eredeti vagy közel eredeti alakját. Másodlagosnak tekintjük azokat a formákat, melyeket kizárólag az erózió alakított ki, pl. eróziós- és szurdokvölgyek, sziklatornyok, kipreparált kőzettelérek stb. Az elsőbe soroljuk a hegység mono- és parazitavulkáni kúpjait, a több kisebb kúppal vagy lávaárroncsokkal koronázott hasadékvulkáni gerinceket és horsztokat. A szakirodalomban régóta vitatott, hogy a hegység kúp alakú felépítményei közül melyik tekinthető valóban vulkáni központnak vagy parazitakúpnak. A kérdés tisztázására részletes megfigyeléseket és vizsgálatokat végeztünk, melyek során sikerült néhány vitathatatlanul elsődleges felszínformát kimutatnunk. Ezek reliefenergiája, lejtőszöge mindenkor a felépítő kőzetek ellenállóképességétől függ. Például andezitfedővel ellátott kúpon meredek lejtők alakulnak ki, mivel az ellenálló kőzetsapka hosszabb időn át megvédi a felépítmény agglomerátum- vagy tufarétegeit a lepusztulástól.

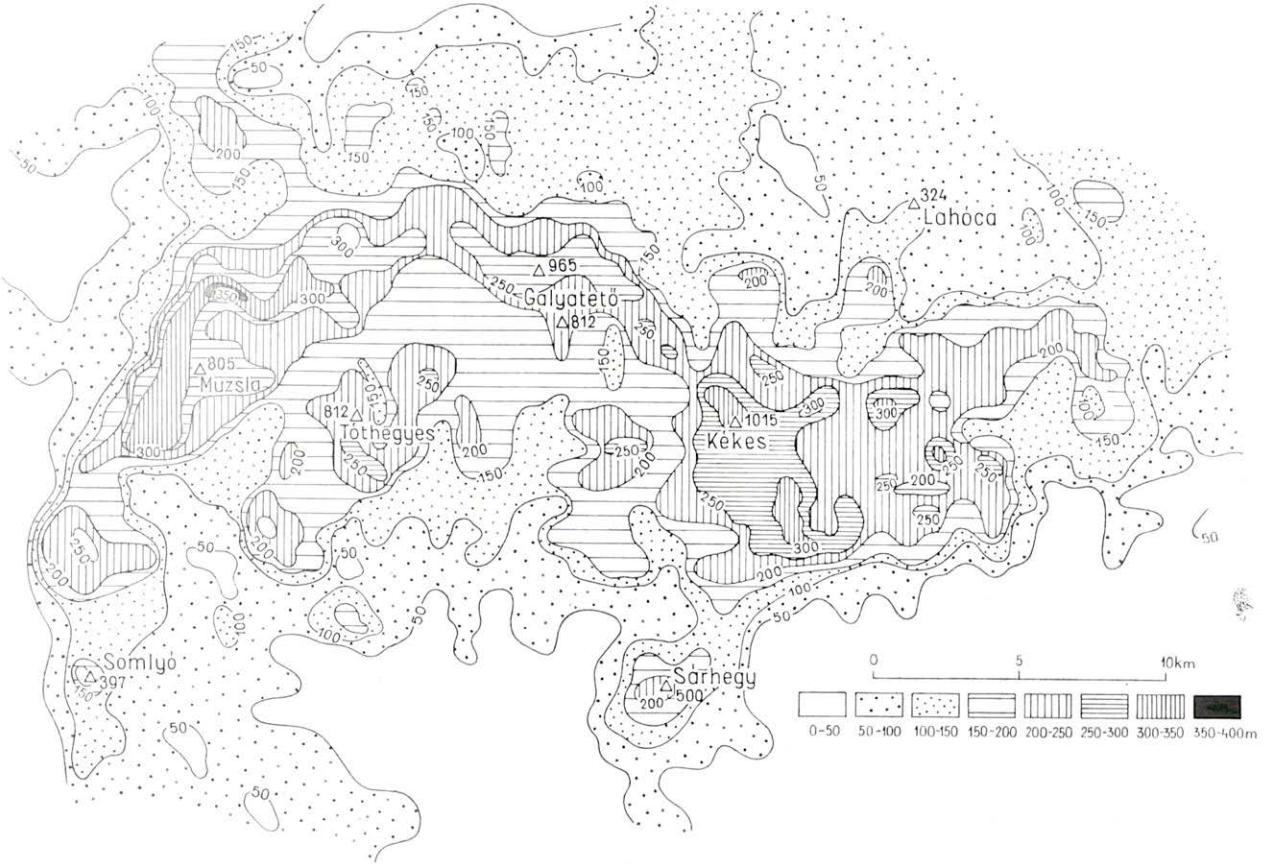
Önálló vulkáni központ a *D-mátrai* Nagyhársas (4. ábra), mely a tőle DK-re levő Kecskekővel és a délre emelkedő apci Somlyóval vulkanológiai egységet alkot.

Ezt bizonyítja a hegyek azonos vagy hasonló felépítése, valamint az explóziós termékek szemnagyságának területi eloszlása. A Nagyhársas tömegében még köbméteres tömböket tartalmazó agglomerátum törmelékeinek mérete e központtól távolodva egyre csökken. Az apci Somlyó vagy inkább a gyöngyöspatai Kecskekő körzetében a tömbök csak fejnagyságúak. E megfigyelések alapján kétségtelennek látszik, hogy az apci Somlyó a Nagyhársas kisebb társvulkánja volt, s közös anyagszolgáltatásuk D és DK felé irányult. Erre utal az explóziós törmelékek szemcseméretének ez irányban való további csökkenése is.

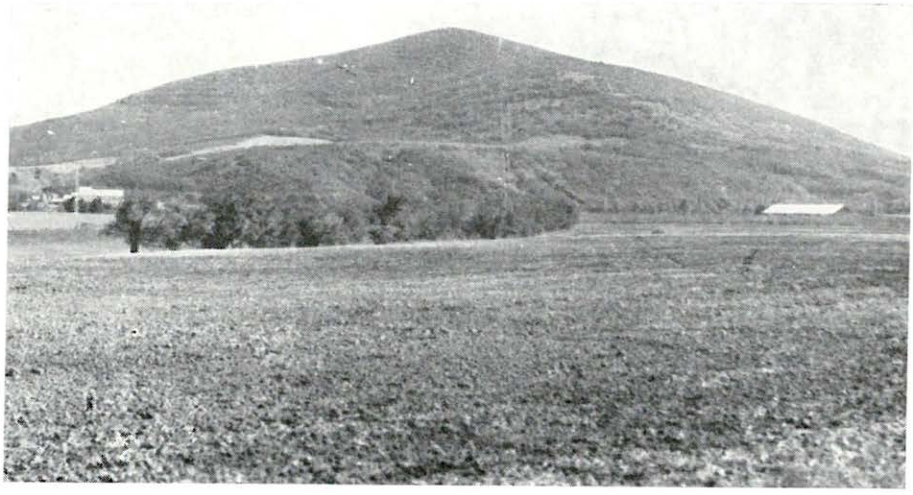
Az apci Kopasz-hegy és a Petőfibánya felett magasodó Vöröskő egykori kisebb kiterjedésű sztratovulkáni mezők maradványa, ahol elvétve a salakos lávaárfelszín töredékei is fellelhetők. E hegyeket a vulkáni anyag felhalmozódását követő erózió formálta magaslatokká, így nem tekinthetők elsődleges felszínformáknak.

A Kecskekő nagytömegű, délkeleti irányú lávafolyás feltorlódásakor kialakult homlok, esetleg „hornitó" lehetett. A Hársas-patak völgyében Szűcsi közelében jól feltárt lávafolyás belseje tömör, felső része törmelékes—salakos szerkezetű (5. ábra).

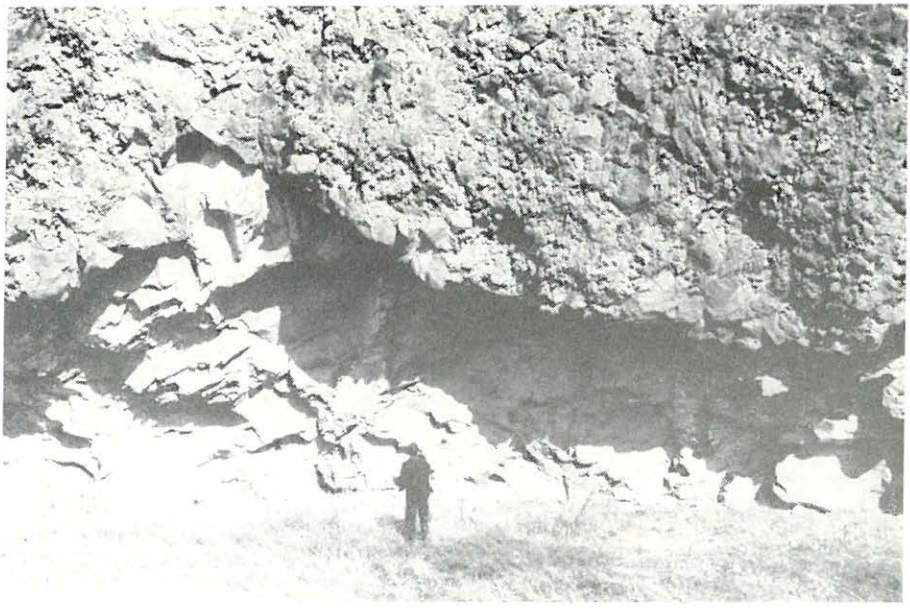
Földtani megfontolások és megfigyelések szerint a Nagyhársas ma látható kúpja a tortonai emelet idején épült fel. A régebbi ipari fúrások adatai azonban arra mutatnak, hogy a mai +150 m-es szint alatt egy helvéti szubmarin



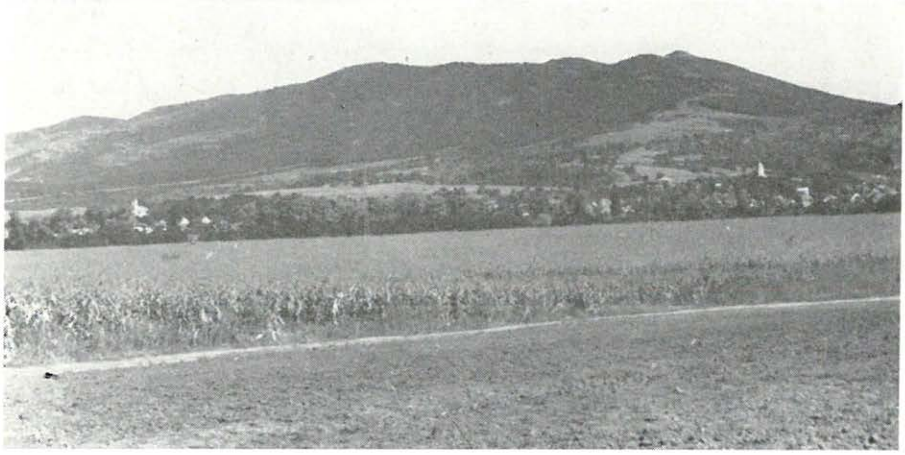

*3. ábra.* A Mátra reliefenergia térképe Láng S. (1955) után
*Textfig 3.* Map of Mátra's relative relief, after S. Láng (1955)



*4. ábra.* A Nagyhársas (510 m, rel. mag. 370 m) vulkáni felépítménye
*Textfig. 4.* Volcanic superstructure of Mt. Nagyhársas (510 m, rel. height 370 m)



*5. ábra.* A Nagyhársas DK-i irányú lávaárjának szerkezete a szűcsi Hársas-patak völgyében
*Textfig. 5.* Structure of a SE trending lava flow of Mt. Nagyhársas in the valley of Hársas brook at Szűcsi



*6. ábra.* A Ny-i Mátra jellegzetes hasadékvulkáni gerince: a Muzsla-vonulat, nyugatról nézve

*Textfig. 6.* Typical fissure volcanic ridge of the western Mátra: the Muzsla range, viewed from the west

sztratovulkán maradványai rejtőznek. Ennek szubmarin jellegénél fogva pozitív felépítménye nem is volt.

A mélyen bevágódó tektonikus Szurdok-völgytől — vagy inkább a Diós-völgytől — kiindulva, kisebb megszakításokkal egy csaknem 8 km hosszú hasadékvulkáni gerinc követhető, melyen öt, egymástól határozottan elválasztható lávakúp van (6. ábra).

Ez arra utal, hogy a felnyíló hasadék mentén több kráter alakult ki, s az ezek körzetében megszilárdult lávatömegek roncsai alkotják a ma látható kúpmaradványokat. A hasadékvulkáni gerinc jelenlegi meredeksége nem elsődleges, mivel az erózió a középsőtortonig kialakult vulkáni térszínt felszeldelte, völgyeit tovább mélyítette. A gerinceket uraló csúcsok relatív magassága alig éri el a parazitakúpok szokásos méreteit, vagyis legfeljebb 50—80 m-esek. Földtanilag ezek a gerincek egy hosszabb hasadékvulkáni felnyílásmenti egyszeri — vagy csak igen rövid ideig tartó többszöri — erupció — elsősorban effúzió — eredményei. Ilyenek pl. a Muzsla-tető, a Vöröskő, valamint számtalan kisebb-nagyobb, főleg lávakőzetekből álló magaslat.

Meg-megújuló explozív és effúzív tevékenység építette fel a *Ny-mátrai* Óvárt is, melynek tömegében — főleg a déli oldalon levő Csókakő körzetében — ismét megtaláltuk a közeli explóziós központra utaló durvatömbös agglomerátumot (7. ábra). E jelenséget a Mátránál sokkal nagyobb, és ma is működő vulkánoknál volt alkalmunk megfigyelni.

Az Óvár — vizsgálataink szerint — valamivel fiatalabb, mint a Nagyhársas, mivel tetején megtalálhatók az egyszeri effúzióra valló felsőtortonai (bádenien) fedőandezit-„sapka" roncsai. A Csókakő sziklafala, ahol az előbb említett szálban álló durva agglomerátum tanulmányozható, későbbi tektonikai leszakadás eredménye. A leszakadt tömeg törmeléke a sziklafal előterében megfigyelhető (8. ábra).

A szomszédos Ágasvár kialakulása — annak ellenére, hogy a hegység egyik legszabályosabb kúp alakú felépítménye (9. ábra) — geomorfológiailag sokkal bonyolultabb kérdés. A kúp a tortonai vulkánosság egyik effúziójának eredménye. A láva közvetlenül az alsótortonai dácittufára ömlött és vastag



*7. ábra.* Az Óvár, oldalán a Csókakő nevű tektonikus leszakadással
*Textfig. 7.* Mt. Óvár with the gravity-collapse structure called the Csókakő slip on its side

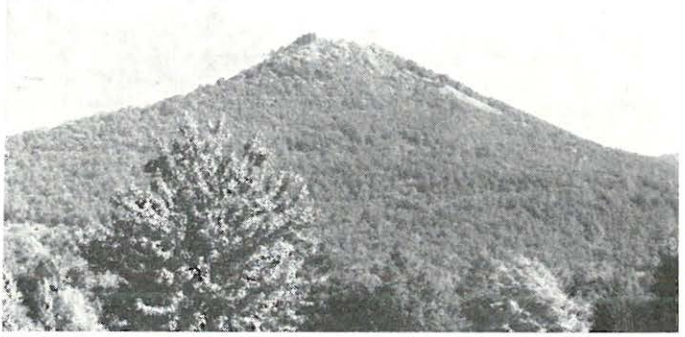
padokban, oszlopokban szilárdult meg. Az erózió a kőzettömeg ellenállósága miatt meredek lejtőket alakított ki.

Az Ágasvár vulkánmorfológiai önállósága a jelenlegi feltártság mellett pontosan nem mutatható ki, mivel a csúcs ÉK felé fedett, de összefügg a Mátra-bérc többi tagjával, s a Szamárkő felé eső nyeregben megjelenik a felépítmény tömegében hiányzó durva agglomerátum. Az Ágasvár és a Mátra-bérc többi tagja észak felé tektonikusan megcsonkult. Ez az oka a Szamárkő északi oldalán ismert, csaknem függőleges leszakadásnak, ahol a leszakadt kőzettömeg az előtérben aprózódott fel és pusztult le.

A Nyikomtól DK felé húzódó gerinc, melyen több erősen lepusztult kúp vagy lapos pajzs alakú magaslat van, szintén egy hasadékvulkáni rendszer



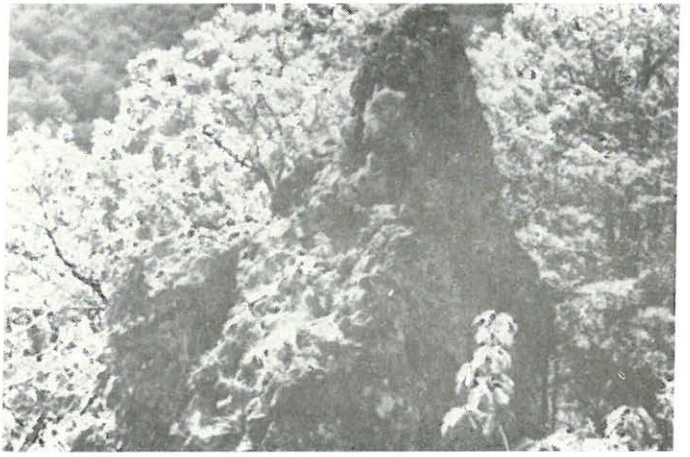
*8. ábra.* A Csókakő nevű tektonikai leszakadás keletről nézve, előtérben a leszakadt tömeg törmeléke
*Textfig. 8.* The Csókakő slip as viewed from the east, with the debris of the slip sheet in the foreground



*9. ábra.* Ágasvár (789 m, rel. mag. 100—110 m) látképe DNy-ról
*Textfig. 9.* The view of Mt. Ágasvár (789 m, rel. height 100—110 m) from the SW

maradványának tekinthető. A hidrotermásan bontott övezetekben kőzeteinek nagy része erősen átalakult, ennek következtében formaelemeik sokkal enyhébbek, mint az előbbiekben ismertetett csúcsoké. Az e hasadékvulkáni rendszerhez tartozó Vöröskő többitől eltérő meredekségét a kúp erőteljes kovásodása okozza. A kovásodással egyidejűleg erős fumarolás oxidáció is végbement, ezért a mállás során a vörös, finomszemcsés kőzetekből helyenként szeszélyes alakú sziklatornyok maradtak vissza (10. ábra).

Morfológiailag igen érdekes a Hidegkút-hegy és a Tóthegyes egyetlen, kissé hajlott hasadék két végén kialakult tömege. Mindkét — valószínűleg önálló működési szakasszal rendelkező — kúp 60—70 m-re emelkedik a hidrotermásan átalakult és részben lekoptatott kálitrachitból és andezitből álló térszín fölé. A terület végleges kialakulása a felsőtortonai idején ment végbe, amikor a felnyílás két végén a fedőandezitekkel megegyező összetételű andezittakaró alakult ki (11. ábra).



*10. ábra.* A Vöröskő kovásodott—oxidált kipreparált sziklaszirtjei
*Textfig. 10.* The exposed cliffs of the Vöröskő, silicified and oxidized



*11. ábra.* Tóthegyes, az előtér hidrotermásan bontott andezitösszletből áll
*Textfig. 11.* Mt. Tóthegyes, the foreground is composed of a hydrothermally altered andesite sequence

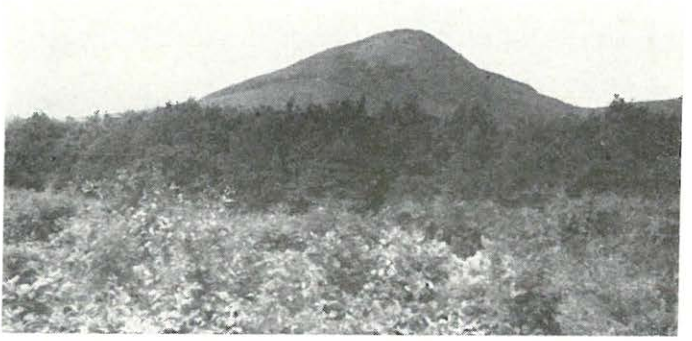
A Tóthegyes — a jelek szerint — egyetlen lávaömlésből „eldborg"-szerű mechanizmussal alakulhatott ki. Erre — vagy esetleg a későbbi tektonikai mozgásokra — utal a felépítmény oldalán levő kőzetpadok teljesen rendezetlen elhelyezkedése (12. ábra). Ha a jelenlegi kúpok kőzettömegét vesszük figyelembe — hozzászámítva 50—60%-os lepusztulást —, akkor a Hidegkút-hegy esetében mintegy 55 millió $m^3$-nyi, a Tóthegyesnél kb. 50 millió $m^3$-nyi láva került felszínre.

A Tóthegyestől délre emelkedő Világos-hegy szintén szabályos kúp alakú; a felső lávakőzetszint itt is megakadályozta az aljzat lepusztulását. A csúcsot alkotó — korábban tárgyaltaktól eltérő — kőzet arra vall, hogy a Világos-hegy is egy kisebb, de önálló vulkán volt, ami a Tóthegyeshez hasonlóan a hidrotermásan átalakult tortonai összleten tört keresztül (13. ábra).

Lejtői igen meredekek, ami annak tulajdonítható, hogy az egész magaslat aljzatát az agyagásványosodott és kovásodott kálitrachit alkotja, melybe igen meredek falú völgyeket vájt az erózió. A kúp relatív magassága, vagyis a fiatal lávakőzet vastagsága meghaladja a 100 m-t, lejtője a Mély-völgy felé 55—60°-os meredekségű.



*12. ábra.* Tóthegyes közelről, a hegy oldalán a kőzetpadok teljes összevisszaságban találhatók
*Textfig. 12.* Mt. Tóthegyes' close-up, the lava flows on the slope occur at random



*13. ábra.* A hegység egyik legszabályosabb monovulkáni kúpja, a gyöngyöstarjáni Világos-hegy (709 m)

*Textfig. 13.* One of the most regular monovolcanic cones of the Mátra: Mt. Világos at Gyöngyöstarján (709 m)

A gyöngyöspatai Havas-hegy, megfigyeléseink és a földtani megfontolások szerint, szintén önálló vulkáni központ volt, mely erőteljes és hosszan tartó explóziós tevékenység után lávát szolgáltatott. A felépítmény sztratovulkáni szerkezete a rossz feltártság miatt nehezen vizsgálható, de a mai morfológia elemzése szerint a lávafolyások DK-re irányultak. A Havas-hegy tömege meghaladja a jobbágyi Nagyhársasét, de az erőteljesebb kőzetelbontás miatt lejtői enyhébbek, és csúcsrégiója is erősebben koptatott. A csúcs közelében induló két vízmosás az ősi felépítmény radiális völgyeit példázza.

A fentieken kívül a hegység nyugati részein csak idősebb, bontott képződményekből álló magaslatokat ismerünk, melyek átlagos tengerszint feletti magassága 700—750 m. A meredek falú völgyek ezekbe vágódtak be és alakították ki a mai erősen felszeldelt térszínt (14. ábra).

A magaslatok tetején gyakran itt is található kisebb lávakőzet-takaró. Ezek azonban nem tudták megvédeni az alattuk levő idősebb képződményeket, hanem velük együtt lepusztultak. Ez az oka annak, hogy a völgyi törmelékek között a bontott és üde andezit gyakran együtt található.



*14. ábra.* A középső vulkáni fázis által felépített magaslatok; kilátás az Óvárról kelet felé, háttérben a Somhegyese látszik

*Textfig. 14.* Highs built up by the middle volcanic phase; eastern panorama as viewed from Mt. Óvár, with Mt. Somhegyese in the background

A *Közép-Mátra* területén nagyobb, önálló vulkáni centrumra valló morfológiai egységet nem ismerünk, annál gyakoribbak a hosszan elnyúló hasadékvulkáni rendszerek.

A hasadék mentén sorakozó vulkánok aktivitása eltérő lehet. A hosszabb ideig intenzíven működő kráter nagyobb vulkáni kúpot épít fel. Ilyen okokra vezethető vissza a Piszkés-tető—Mogyorós-orom gerincén sorakozó kúpmaradványok különböző mérete. Érdekes morfológiai képet nyújtanak a Galya-tetőn levő apró — alig 20—25 m-es —, legfeljebb parazitakúp nagyságú kiemelkedések. A Galya-tetőtől keletre kisebb, üde piroxénandezitből álló egykori lávatüremkedéseket figyelhetünk meg. Ezek egy aktív vulkán oldalán explózió nélkül kiömlő lávatömeg megszilárdulásának eredményei. Így keletkeztek a Galyavár és a Péter-hegyese szabálytalan alakú laterális kőzettestei.

A Közép-Mátrában két egymással párhuzamos hasadékvulkáni rendszer maradványai figyelhetők meg. A nyugatibb a Galya-tető—Nyesett-vár—Kis-Galya—Körösnyak—Nagybikk gerince, melyen néhány kisebb kúp sorakozik. Ezek közül a tisztán lávakőzetből álló Nyesett-vár a legszabályosabb, mely környezetéből parazitavulkán-szerűen emelkedik ki. A Kis-Galya típusos hasadékon ülő, a Ny-mátrai Nyikomhoz hasonló vulkánreliktum. A Körösnyak és a Nagybikk inkább egy-egy lávafolyás megtorlódásának eredménye, mint önálló vulkánforma. A másik hasadékrendszer a Nagylápafő—Vércverés—Csór-hegy gerince. Magaslatai közül valószínűleg a Csór-hegy volt a hosszabb időn keresztül működő explóziós-effúziós központ. Kráteréből származik az a DNy-i irányú lávaár, mely a Csór-hegy és a Nagy-patak között ma is felismerhető. A Nagylápafő és Vércverés tetején megtalálhatók ugyan a fiatalabb lávaár maradványai, de a kráter helye már nem határozható meg.

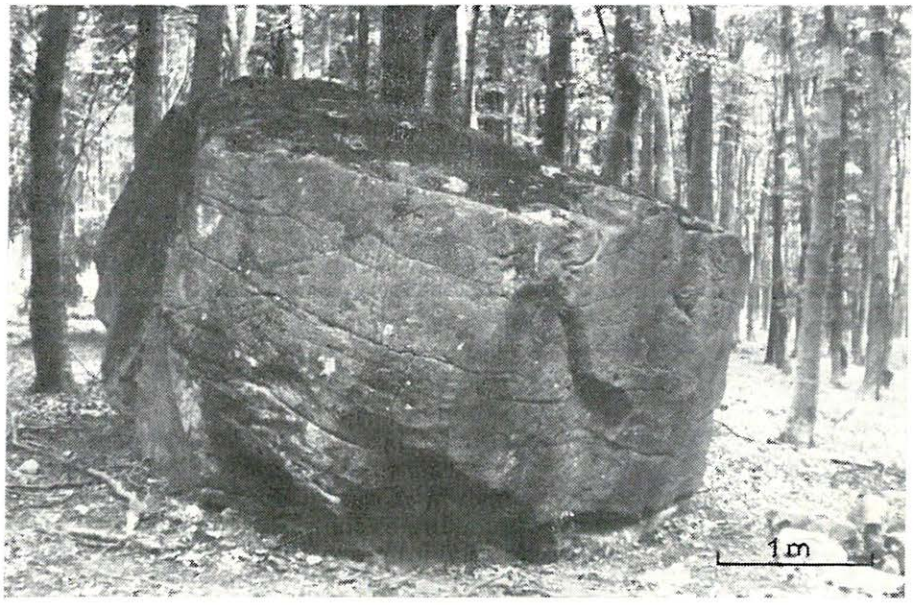
Geomorfológiai szempontból különös, enyhe lejtőjű, meglehetősen nagy kiterjedésű kúp- és halomrendszer alkotja a Mátraházától nyugatra kezdődő, Nagytölgyes-bérc—Nyerges-tető közötti területet. Az egy-két kiemelkedő csúccsal (Görgőbikk) tarkított térszínen levő néhány méteres magaslatok nem vulkáni krátermaradványok, hanem inkább egy-egy lávafolyás megtorlódásának eredményei. A Nagyvölgy-patak — tektonikailag elősegített — mély bevágódása miatt a viszonylag egyenletes térszín szegélyén feltűnően meredek vízmosások és patakvölgyek találhatók.

A gyöngyösi Sár-hegy morfológiailag egy aszimmetrikus magaslat, melynek DK-i és ÉK-i oldalán levő meredek leszakadás tektonikai hatást tükröz.

Csaknem függőleges részletek alakultak ki a Pipis-hegy nyugati oldalán is, ahol egy lávakőzetréteg szegélye szakadt a mélybe. A jelenséget a szilárdabb kőzettest alatti laza piroklasztikum gyorsabb lepusztulása okozza. A mállás során ugyanis a felső, ellenállóbb vulkanitok párkányokként maradnak fenn és saját súlyuk alatt leszakadoznak. Ilyen lepusztulási folyamat a hegységben számos helyen megfigyelhető.

A *Közép-Mátra keleti részének* geomorfológiai felépítése valamivel egyszerűbb, mint a nyugati. A Kékes—Disznókő közötti K—Ny-i hasadékon ül a hegység legmagasabb csúcsa, és egyben sztratovulkáni központja, a Kékes. A terület a vulkáni tevékenység fő szakaszában mintegy 800 m tengerszint feletti magasságú volt. E térszínre a befejező működés során — valószínűleg — a Kékes kráteréből nagy mennyiségű láva ömlött és kialakultak az oldalsó bércek. Az ÉNy-i lávaár alkotta a Sombokor, a D-i a Hidas-bérc, a K-i a Saskő és Disznókő magaslatát.

Ahol e lávaárak nem fedték be s így nem védték meg az idősebb képződményeket, ott meredek hegyoldalak és völgyek alakultak ki, melyek a Kékes és a környező bércek tömegét még jobban kiemelték. A fedő lávaár feltöredezése után az erózió néhány különös alakú, nagyméretű sziklaroncsot hagyott vissza (15. ábra).




*15. ábra.* Kipreparált lávaár-roncs a Kékes laposán
*Textfig. 15.* Lava flow ruin uncovered by weathering on the flat of Mt. Kékes

A meredek lejtők É és K felé alakultak ki, ahol a Köszörűs- és Kékespatak vízgyűjtő területén törmelékként megtalálhatók a felépítmény különböző kőzetei.

A *K-i Mátra* legidősebb térszínformáit a megközelítően ÉNy-i—DK-i irányú felnyílások mentén kialakult hasadékvulkáni rendszer határozta meg. Meggyőződésünk, hogy a domoszlói Hegyes-hegy és a tarnaszentmáriai Bónahalom egykor erőteljes explóziós tevékenységű vulkáni kúp volt, amit a környékükön található durva agglomerátum is bizonyít. A Kis-Szár-hegy, Elsőhegy, Messzelátó-hegy s a K-i Mátrában levő kisebb vulkáni kúpmaradványok feltehetően egyetlen effúziónak vagy lávatorlódásnak eredményei. A középsőtortonai után újabb, NyDNy—KÉK-i irányú, számos, egymástól eltérő nagyságú vulkáni kúpból és gerincből álló hasadékvulkáni rendszer alakult ki. A kúpok lejtőviszonyait a felépítményükben részt vevő kőzetek bontottsága, illetve a piroklasztikum és lávaképződmények aránya határozza meg, pl. az üde, tömött kőzetekből álló Cserepes-tetőn és az Oroszlánváron sokkal meredekebb lejtők alakultak ki, mint a főleg agglomerátumból álló Szár-hegyen. A Cseresznyés-tető és a szomszéd magaslatok a fedő lávakőzetszint miatt egészen laposak, s tömegüket az eróziós völgyek, vízmosások szeldelték magaslatokká. A hasadékon sorakozó egykori kráterek egyidejű aktivitása nem bizonyítható, sőt bizonyos időbeli eltolódást kell feltételeznünk, amit az egyes kúpok kőzettani heterogenitása is bizonyít.

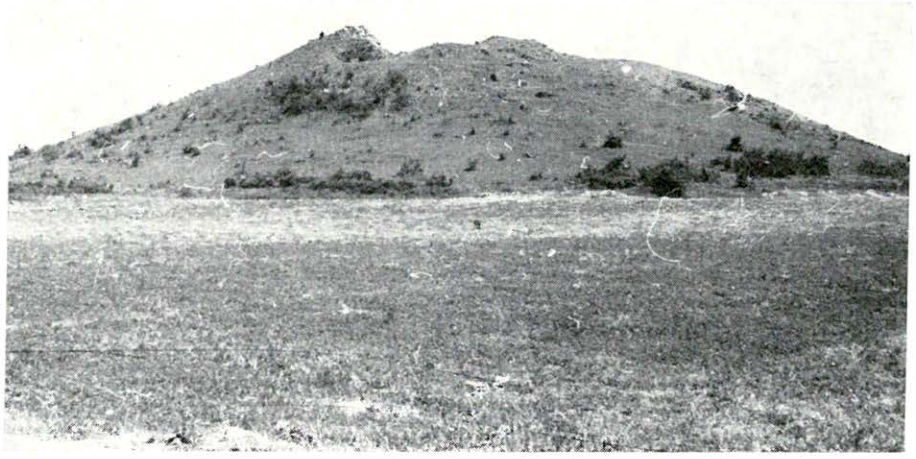
A keleti főgerinc északi előterét szubvulkáni kőzettestek és szabálytalan alakú effúzív karbonátos piroxénandezit-tömegek jellemzik. A Parádóhuta felett emelkedő Som-hegy alakja olyan pajzsvulkánra emlékeztet, melynek északi lejtője meglehetősen meredek, a déli pedig beolvad a keleti főgerincbe. Egyes kutatók e kőzettestet lakkolitnak minősítik, de ez a jelenlegi feltártság

mellett egyértelműen nem bizonyítható. A Rák-halom kúpját kisebb lakkolitnak, a Csákánykő és Györke-tető tömegét inkább nagyobb kőzettelérnek véljük. Az uralkodóan oligocén és alsómiocén homokkőből álló parádi Várhegy, Hársashegy és Pálbikk vázát szubvulkáni kőzettestek — elsősorban kőzettelérek — alkotják. Sajátos — meredek lejtőkkel, mély völgyekkel tarkított — felszínformáik alakulását a magmás kőzettömegek elhelyezkedése és az erózió befolyásolta. A Parádfürdő és Recsk körüli biotitamfibolandezitből álló magaslatok viszonylag meredek morfológiája a posztvulkáni kovásodásnak tulajdonítható. A mai kiemelkedések részben vulkáni eredetűek, részben posztvulkániak. A legerőteljesebb kovásodás a hidrotermás csatornák körzetében alakult ki.

A *K-i Mátrától délre* található a hegység egyetlen bizonyíthatóan parazitavulkáni képződménye, az elszigetelt helyzetű verpeléti Várhegy, mely az alsótortonai dácittufa-összleten áttörve alakította ki az alig 35 m relatív kiemelkedésű vulkáni kúpot. A parazita-kráter működését meglehetősen heves explózióval kezdte, melyet lávaömlés követett. Eredeti formáját a kőbányászat napjainkra tönkretette (16. ábra).

A hegység völgyei a kialakításukban szerepet játszó tényezők alapján osztályozhatók:

1. Az eredeti vulkáni formák közti völgyeket az erózió tovább mélyítette. Ilyenek a hegység szimmetrikus völgyei, ahol a két oldalon azonos képződmények találhatók (Sóbánya-völgy, Zám-völgy, Máspataka-völgy, Ördög-völgy, Cseternás-völgy, Aranybánya-folyás, Kékes-völgy, Hátrapatak-völgye, Kunyhós-völgy és Ördögvályú-völgy).
2. A tektonikai síkokat az erózió völgyekké bővítette. Ezek általában egyenes lefutásúak és két oldalukon eltérő képződmények helyezkednek el (Kövicses-völgy — 17. ábra, Csörgő-patak völgye, Nagy-völgy, Köszörűs-völgy alsó része, Tarjánka-völgy —18. ábra).
3. A fiatal, a közelmúlt torrens vízfolyásai által kialakított völgyek és vízmosások.



*16. ábra.* A hegység egyetlen jellegzetes parazita kúpja, a verpeléti Várhegy (rel. mag. 35 m)
*Textfig. 16.* The Várhegy (rel. height 35 m) at Verpelét: the only typical parasitic cone of the Mátra



*17. ábra.* A nyugat-mátrai Kövicses-patak völgye, típusos „idős völgy"
*Textfig. 17.* The valley of Kövicses brook, a typical "old valley", in the western Mátra



*18. ábra.* Erős patakerózió az agglomerátumban — Tarjánka-patak völgye
*Textfig. 18.* Heavy erosion by running water in agglomerates: the valley of Tarjánka brook



*19. ábra.* Kőzetrés mentén kipreparált „ingókő" a Sombokor északi lejtőjén
*Textfig. 19.* A "balanced rock" exposed by weathering along a lithoclase in the northern slope of the Sombokor

A hegységben néhány, a szegélyek mentén nagytömegű leszakadásokkal pusztuló platórészlet is megfigyelhető, ahol az egyes sziklablokkok a lávaár felszínére merőleges hasadékok mentén váltak el. A leszakadó kőzettömbök a meredély lejtőin felaprózódnak, és fokozatosan lepusztulnak. Ilyen leszakadt platószegélynek tekintjük a Ny-mátrai Báránykövet, a közép-mátrai Bagolykő, Sorkő, a K-mátrai Saskő és Gazoskő meredélyeit. A Sorkőnél egy jellegzetes oszlopkő is látható (19. ábra).

A hegységben és közvetlen környezetében számos, különböző vastagságú kőzettelér ismeretes, melyek erősen kipreparálódva jellegzetes geomorfológiai objektumokká válnak. A vulkáni felépítmény oldalán — gyakran azonban a környező üledékes képződményekben — található kőzettelérek anyagát a vulkáni paroxizmust megelőző feszültségek okozta vetők vagy dilatációs síkok mentén benyomult láva szolgáltatta. A hegység legjobban kipreparált kőzettelérei a hasznosi Ördögkő (20. ábra) és a parádfürdői Ördöggátak. Az előző csaknem 12—14 m-re kiemelkedik az üledékes környezetből. Mindkettőben jól látható a hűtőfelületre merőlegesen kialakult fekvő oszlopos szerkezet.

A fentieken kívül közel 60 kisebb-nagyobb kőzettelér ismeretes, melyek azonban — mivel a környezetüktől nem, vagy csak alig különültek el — geomorfológiailag kevésbé jelentősek. E kevésbé szembetűnő teléreket gyakran csak a kőbányászat tárta fel (parádi Várhegy és Hársas-hegy).

A hegység végleges morfológiájának kialakítása az évmilliók óta tevékeny erózió eredménye. A lepusztulás a laza törmelékes képződményekből, agglomerátumból, tufából, tufitból álló térszínen volt a legerősebb. Az ilyen területekről hatalmas kőzettömegek szállítódhattak el, a lávával fedett magaslatok lepusztulása azonban — meggyőződésünk szerint — legfeljebb néhány 10 méteres nagyságrendű lehetett.

Ezt bizonyítja, hogy a lávakőzetek felett a felszíni törmelékben gyakran nagy mennyiségű salakos kőzetanyag van, mely köztudottan a lávafolyások felső részét jellemzi. Nem valószínű tehát, hogy a hegység egyes csúcsai esetleg több száz vagy ezer méterrel is magasabbak lehettek. Bizonyos azonban, hogy az erózióbázisig kivájt völgyek-



*20. ábra.* A hegység legjobban kipreparált telére, környezetéből mintegy 13—15 m-re emelkedik ki — hasznosi Ördögkő

*Textfig. 20.* The dike uncovered best by erosion in the Mátra, rising about 13 to 15 m high above its environment: the Ördögkő at Hasznos

ből több száz méter vastag agglomerátum, illetve tufa szállítódott ki. A fiatalabb erózió óriási munkájára a K-i Mátra déli előterében, valamint a hegység nyugati szárnyain elterülő, helyenként 15—20 m vastagságot is meghaladó törmeléklejtők és hordalékkúpok utalnak.

Napjainkban az erózió már kisebb szerepet játszik a formaalakításban, mivel a képződmények zöme fedett. Így a lehordás elsősorban a vízmosásokban és patakvölgyekben érvényesül. Ma is működő pusztító hatás a meredek sziklafalak peremi letöredezése, s a kőzetblokkok aprózódása. Ez úton számos „kőtenger" alakult ki a hegységben (21. ábra).



*21. ábra.* Meredek lejtők előterében kialakult kőtenger — Kékes déli lejtője

*Textfig. 21.* Felsenmeer in the foreground of a steep slope: the southern slope of Mt. Kékes

# FÖLDTANI FELÉPÍTÉS

## I. PALEOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEK

A hegység paleozóos és prepaleozóos aljzatára vonatkozó ismereteink nagyon hiányosak. Ezért a harmadidőszaki vulkanitokban található zárványok vizsgálata fokozott jelentőségű. A zárványok között kőzettanilag és rétegtanilag ismert, valamint ismeretlen eredetű képződmények határozhatók meg. Az eocén és miocén vulkáni tevékenység során feltörő láva, valamint a heves explóziók számos ismert eredetű kőzettöredéket szakítottak le az áttört rétegekből. Ezek között gondos vizsgálattal triász időszaki agyagpala és agyagmárga „égetett" darabjai, márványosodott mészkő, a ladini emeletbe sorolt diabázváltozatok, továbbá a fiatalabb üledékes aljzat különböző foszlányai különíthetők el.

Nagyobb problémát okoznak és részletesebb vizsgálatot igényelnek azok a zárványok, melyeknek származási helye és mélysége a kőzettani—rétegtani analógiák hiánya miatt nem határozható meg. E zárványok minden bizonnyal a fúrásokkal eddig el nem ért mélységből származnak.

A Ny-i Mátra mélyaljzatát feltehetően paleozóos vagy prepaleozóos csillám- és egyéb metamorf palák építik fel, melyekre közvetlenül a harmadidőszaki üledékes képződmények települnek (Szécsény 2., 3., 4., 5. sz. szénhidrogén-kutató fúrások). A fúrások ezt a mélyaljzatot a hegység területén eddig nem érték el. Csillámpala, valamint néhány korundos szaruszirt-zárvány gyűjthető az apci Kopasz-hegy, a tőle északra emelkedő Somlyó és a jobbágyi Nagyhársas kőfejtőiben. Ezek mérete legfeljebb 2—3 cm. A lávakőzetekben előforduló zárványok rezorbeálódtak, ezért gyakran pontos meghatározásuk is nehézségekbe ütközik (I. tábla 4.). A zárványok kormeghatározásokra természetesen alkalmatlanok, de a hegység felépítésének ismeretében bizonyos, hogy azok a mezozóikumnál idősebbek. A hegység alsómezozóikumig terjedő aljzatában dinamometamorf képződményeket még nem találtak. A zárványokban a metamorfizáció előtti, eredeti kőzet reliktumai már nem ismerhetők fel. Esetenként kisebb piritkristályokat tartalmaznak, melyek képződését a harmadidőszaki andezitvulkánossággal kapcsolatos posztvulkáni hatásnak tulajdonítjuk. A hegység középső részéről metamorf zárványok nem kerültek elő, bár ez a terület hiányos feltártságából is adódhat.

A gyöngyössolymosi Kishegyről több kutató gránitzárványokat említett (Szebényi L. 1956 és Kiss J. 1958c). Mikrogránit fordult elő a Mátra hegység északi előterében levő csomoszvári andezittelérben is (Varga Gy. 1964a). A K-i Mátra vulkanitjaiban gyakoriak a gránitzárványok. Egyik legjobb zárványlelőhely a Parádsasvártól ÉK-re Fényes-pusztára vezető erdei út bevágása.

A területet a felsőburdigalai (ottnangien) „alsó riolittufa" építi fel. A heves riolitos explóziók ökölnyi gránitdarabokat téptek fel és hoztak magukkal. A gránitzárványokon másodlagos elváltozás nem észlelhető, de figyelemre méltó, hogy több különböző kőzet-

típust képviselnek. Többszöri gyűjtés alkalmával típusos biotitgránitot és aplitgránitot találtunk (I. tábla 3.). A gránitzárványok mikroszkópos vizsgálata során megállapítható, hogy a kőzettípusok zöme a csehszlovákiai Gömöridák egyes intruzívumaihoz áll közel. Ásványos összetételükben a kissé szericitesedett ortoklász és az ikerlemezes plagioklász uralkodik. A kristályok nagysága eléri a 2—3 mm-t. A kvarctartalom megfelel a gránitos jellegnek, de egyes kristályok kissé rezorbeálódtak. A színes elegyrészeket kloritosodott, kifoszlott szegélyű biotit képviseli. A gránitaplitban a színes elegyrészek teljesen hiányoznak vagy csak nyomokban fordulnak elő (I. tábla 3.).

Szebényi L. 1952-ben a disznókői andezitagglomerátumban talált egy viszonylag üdének látszó biotitamfibolgránit-zárványt, melynek ásványos összetételében ugyancsak nagy szerepet játszik az ikerlemezes plagioklász.

Az uralkodó mennyiségű — zömében oligoklászos összetételű — plagioklász, valamint a szericitesedett ortoklász és kvarc a kőzetnek mintegy 90—92%-át alkotja. A kissé kloritosodott és opacitosodott biotit, továbbá a szabad szemmel is felismerhető oszlopos amfibol a kőzet 8—10%-át alkotja. Az amfibolkristályok között elvétve 6—8 mm-es oszlopok is találhatók. Mikroszkóp alatt a kőzetben igen kevés epidotos fészek is fellelhető. A fentiek alapján a disznókői „gránitzárvány" nem típusos gránit, hanem inkább granodiorit (I. tábla 2.). Ezt igazolja kémiai összetétele is (1. táblázat).

Varga Gy. 1962-ben, ugyancsak a disznókői erdei út bevágásában, piroxénandezitben talált egy — az előbbieknél sokkal bontottabb — gránitzárványt. A zárvány mérete lényegesen nagyobb a korábbiaknál (25×30 cm), ennek ellenére üde részletet nem tartalmazott.

Metszeteiben a gránit minden lényeges elegyrésze megtalálható, de valamennyi kristály erősen rezorbeálódott, a földpát-fenokristályok egy része csaknem teljesen beolvadt. Néhány — kissé agyagásványosodott — földpátkristály szegélyén a láva hőhatására 100—300 μ-os szillimanit-halmazok alakultak ki.

Hasonló, de kisebb méretű, s még erősebben átalakult gránitzárványok kerültek elő a recski Csákánykő kőfejtőjéből. Ezekben a fenokristályok erősen rezorbeálódtak, saját alakjukat elvesztették. A kialakult rezorbciós öblökbe, üregekbe andezites olvadék hatolt, s finomkristályos—üveges anyagként szilárdult meg (I. tábla 1.). E gránitzárványoknak a szlovákiai Gömöridák felszínen ismert kőzetváltozataival való összehasonlítása nem történt meg. Jantsky B. 1957-ben a velencei-hegységi gránitok között talált azonosíthatókat. A Mátra a két hegység között fekszik, aljzatában található zárványok is feltehetően azonosak.

*1. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 73,79 | 63,75 |
| $TiO_2$ | 0,23 | 0,35 |
| $Al_2O_3$ | 12,79 | 17,68 |
| $Fe_2O_3$ | 1,85 | 1,37 |
| FeO | 0,68 | 2,38 |
| MnO | 0,00 | 0,18 |
| MgO | 0,27 | 1,67 |
| CaO | 1,83 | 5,95 |
| $Na_2O$ | 3,37 | 3,85 |
| $K_2O$ | 4,27 | 1,95 |
| $+H_2O$ | 0,41 | 0,94 |
| $-H_2O$ | 0,06 | 0,06 |
| $CO_2$ | 0,11 | 0,05 |
| $P_2O_5$ | 0,59 | 0,20 |
| | 100,25 | 100,38 |

1. Fényes-magasa, biotitgránit.
2. Disznókői erdei út, granodiorit.

A kémiai összehasonlítás céljából két, lényeges átalakulást nem szenvedett zárványból kémiai elemzés is készült (1. táblázat).

A második kőzet az alacsony $SiO_2$- és $K_2O$-, továbbá a magas $Al_2O_3$-, CaO- és MgO-tartalom alapján granodioritnak minősül. Erre utal az ásványos összetétel is, bár figyelembe kell venni, hogy e zárványok andezites környezetből származnak, ahol deszilifikáció és részleges agyagásványosodás révén utólagos bázisosodás is végbemehetett.

A Niggli—Burri-féle kőzetkémiai csoportosítás szerint az 1. sz. minta a trondhjemites magma trondhjemites csoportját, a 2. sz. minta a granodioritos magma leukopeléeites csoportját képviseli. Utóbbi kőzet kémiai összetételében mutatkozó eltolódás ezen osztályozásból is kitűnik.

A teljesség kedvéért elkészítettük a Rittmann-féle átszámítást is, mely szerint az 1. sz. minta „riolit"-nak, a 2. sz. „dácit"-nak adódott. A két effúzív kőzetnek megfelelő intruzívum a gránit és a granodiorit, illetőleg — az angol szakirodalom szerint — tonalit.

Megállapítható, hogy a K-i és Közép-Mátra mélyaljzatában a gránitos kőzetek jelentős szerepet játszanak, de pontos elterjedésük nem nyomozható.

A már említett Fényes-puszta felé vezető erdei út bevágásában és a szomszédos Sóscseri-tető lepusztulási törmelékében finom- és középszemcsés földpátos homokkődarabok találhatók, melyeket szintén zárványoknak tekintünk. Földpátos homokkő a hegység ladiniig feltárt rétegsorában nem ismert, kora valószínűleg annál idősebb.

A homokkőzárványok kissé koptatott elegyrészei között a kvarc uralkodik — méréseink szerint — átlagosan 85—95% mennyiségben. A kvarc mellett ikerlemezes, karlsbadi ikres plagioklász- és alárendelten egy-két mikroklinszemcse is megfigyelhető.

A hegység vulkanitjainak harmadik zárványtípusa a pegmatitos jellegű kvarc. A Csákánykő és Györke-tető karbonátos piroxénandezitjeiben esetenként emberfej nagyságú kvarczárványok is előfordulnak. A zárvány szegélye kissé rezorbeált, de a nagyobb elváltozás mindig az andezitben észlelhető, ahol 1,5—2,5 mm vastag kalcit-koszorú alakult ki. A karbonátos koszorúban — a szegélyre merőleges— tű alakú piroxénkristályok képződtek. A zárvány néha töredezett-repedezett, a repedésekben kalcit és fiatalabb generációjú idiomorf kvarc vált ki. A kvarczárványok eredete nem tisztázott, de feltehető, hogy a mélyaljzat intruzív tömegeihez kapcsolódó pegmatitos övekből származik.

A szomszédos Ny-i Bükk aljzatában Kiss J. (1957) késő-paleozóos üledékeket ismertetett. E képződmények a Mátrában ez ideig nem ismertek.

## II. TRIÁSZ IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK

### 1. Triász időszaki bázisos kőzetek

A Mátra hegység keleti nyúlványának mélyebb szintjeiben régóta ismertek a Bükk hegység nyugati részén és a Darnó-vonal mentén is több ponton felszínre bukkanó diabáz- és spilitváltozatok. A kőzettípust a múlt században Beudant, F. S. (1822) említi először, mint zöldkő-trachitot. Később Haidinger, W. (1850), majd Kubinyi F. (1867) munkáiban dioritként szerepel és Andrián, F. (1867b) nevezi el — főleg a kulmi sorozathoz való hasonlóság alapján — diabáznak.

E kőzettömegek földtani formái változóak, a szabálytalan alakú, esetenként kontakt átalakulást okozó szubvulkáni intrúziók és a hasadékokat kitöltő kőzettelérek mellett nagyobb tömegben a szubmarin lávaömlésből származó kőzetek találhatók. Az eddigi kutatások a szubvulkáni intrúziók között jól definiálható lakkolit formát nem találtak. Nem ismerünk területünkön e bázisos kőzettömegekhez tartozó piroklasztikumot sem, ami arra utal, hogy

a Mátra hegység keleti harmadában explóziós diabázvulkanizmus nem volt. SCHRÉTER Z. (1942) által a Miklós-völgyből említett „diabázagglomerátum" nem piroklasztikum, hanem erősen bontott gömbhéjas szerkezetű, murvásodó diabáz. A gömbhéjas szerkezet esetleges pillow-láva jellege, az erős felszíni mállás miatt már nem ismerhető fel. A lávakőzetek finomkristályos szövete gyors kihűlésre, a közbetelepült radiolarit- és agyagpalarétegek (mély)tengeri effúziókra vallanak. A korábbi vizsgálatok (KISS J. 1957) és a közelmúltban befejeződött Mátra hegységi részletes térképezéssel kapcsolatos kőzettani megfigyelések szerint a diabázösszletben igen gyakori a mandulakövesedés, ami a gázdús, szubmarin effúziók egyik jellegzetessége (III. tábla 2.). A mélytengeri fenékre kiömlő láva hólyagosodását, felfúvódását az eredeti gáztartalom és az áttört rétegekből a részleges asszimiláció során felszabaduló $CO_2$ okozta. A fekvőt esetünkben a ladini kalciteres, tömött mészkő, helyenként karbonátos agyagpala alkotja. Erre vezethető vissza, hogy a hólyagüregek mintegy 75%-a kalcitos, s csak 25%-a kalcedonos, zeolitos és kloritos kitöltésű (VI. tábla 1.).

Összehasonlító vizsgálatok szerint kelet felé haladva a vulkáni — szubvulkáni — diabáz mellett a megfelelő intruzív kőzetváltozatok is megjelennek. Az 1965-ben mélyített Sirok 1. sz. alapfúrás (22. ábra) 483 métertől mintegy 10,5 m hosszban alapanyag nélküli, durvakristályokból álló, helyenként kloritosodott, aktinolittűs gabbródiabázt harántolt (IV. tábla 1—2., VI. tábla 3—4.).

A Sirok 1. sz. alapfúrás szelvénye szerint a diabáz- és spilitösszletben számos 1—4 m vastag mélytengeri eredetű radiolarit- és legfeljebb 10 m vastag agyagpala-betelepülés van (23. ábra). E rétegek kora — mivel bennük csak rossz megtartású, teljesen átkristályosodott *Radiolaria*-vázak találhatók — pontosan nem határozható meg, a szomszédos Darnó-hegyi és Bükk hegységi hasonlóságok alapján (KISS J.—KISVARSÁNYI G. 1954, BALOGH K. 1964) azonban ladini összletbelinek tekinthető.



A Mátra hegység harmadidőszaki képződményei alá húzódó diabáz és annak spilitesedett változatai uralkodóan finom- és középszemcsések, helyenként mandulaköves és pillow kifejlődésűek. A tengeralatti ömlések nem zárják ki, hogy ugyanabban az időben, mélyben, vagyis a fekvőben különböző alakú „megrekedt vagy benyomult" szubvulkáni testek alakuljanak ki. A Sirok 1. sz. alapfúrásban több szintben ismétlődő agyagpala-rétegek szerint a vulkáni működés szakaszos volt, legalább nyolc effúzióval számolhatunk, me-

*22. ábra.* Sirok 1. sz. alapfúrás a Kalapos-tető lejtőjén; a fúrás 325,8 m összvastagságú diabázt harántolt

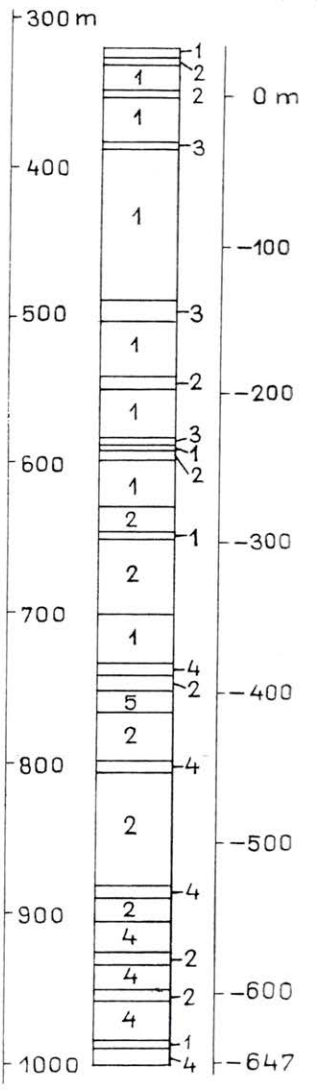
*Textfig. 22.* Key borehole Sirok-1 on the slope of the Kalapos-tető; the borehole has cut a diabase formation totalling 325.8 m in thickness

*23. ábra.* A Sirok 1. sz. alapfúrás által harántolt diabázszintek

*1.* Diabáz, *2.* agyagpala, *3.* kovapala, *4.* mészkő, *5.* csillámos homokkő

*Textfig. 23.* Diabase horizons intersected by key borehole Sirok-1

*1.* Diabase, *2.* shale, *3.* chert, *4.* limestone, *5.* micaceous sandstone




lyek között jelentős szünetek voltak. A fúrás 304 m vastag diabázt tartalmazó szakaszában összesen 12% üledékközbetelepülés van. Ezek között a legvastagabb az 546,2 m-ben elért 10 m-es agyagpala-réteg, melynek lerakódása hosszú vulkáni szünetre utal. Az üledékes közbetelepülések közötti legvastagabb diabáztömeg pedig 44,3 m, mely óriási tömegű bázisos kőzetolvadék effúzióját sejteti.

A szomszédos Ny-i Bükk diabázkibúvásainak nagy része követi a Darnó szerkezeti vonalát, vagy annak párhuzamosan futó vetőit. E megfigyelés arra utal, hogy az ún. Darnó-vonal már a középsőtriászban is „élő" tektonikai övezet volt, ami lehetővé tette a felsőladini során a bázisos magmatömegek felnyomulását, felszínre, illetve tengerfenékre ömlését. Feltehető, hogy az oligocénvégi mozgások révén jelenleg is kimutatható Darnó-vonal a középsőtriászban is létező tektonikai rendszer legnyugatibb eleme. E tektonikai vonaltól nyugatra eddig sem felszínen, sem mélyfúrásban nem ismeretes bázisos kőzet. A mélyebb, eddig feltáratlan szintekben azonban itt sincs kizárva a bázitok jelenléte, mivel egy-egy recski fúrásban elvétve diabázzárványt tartalmazó kőzetek is ismertek (IX. tábla 3.).

A Mátra hegység keleti részén a legnyugatibb diabázkibúvás a Miklós-völgy feletti Tisztafar-tető szegélyén van, ahol egy alig másfél méter vastag telérben igen finomszemcsés, zöldes színű kőzet bukkan a felszínre az erdei út bevágásában. A kőzet üveges alapanyaga belonit- és trichit-krisztallitokat tartalmaz. Fenokristályos elegyrészei szerpentinesedett és kloritosodott olivinek (V. tábla 3.). A telérkőzetet fehér kalciterek hálózzák át, de ezek keletkezése már a megszilárdulás utáni szakaszban ment végbe.

A tömegesebb megjelenésű diabáz és spilit kibúvásai a Báj-patak alsó szakaszán és a környező vízmosásokban találhatók. E feltárásokban a kőzet felszíne mállott, murvásodott, helyenként a gömbhéjas vagy pillow-szerkezet reliktuma is felismerhető. A kőzetek szövete változó, leggyakoribb az ofitos plagioklászdiabáz, melyben a hosszú (600—1000 μ) plagioklászléceken kívül ilmenitszemcsék és xenomorf kalcitgócok ismerhetők fel. A léces—tűs plagioklászkristályok esetenként „kévés" halmazokban jelentkeznek (III. tábla 1., 3., IV. tábla 3., 4.). A Sirok 1. sz. alapfúrás néhány szakaszán a plagioklászlécek közti teret ilmenit és kalcit helyett epidot és diallágkristályok foglalják el (V. tábla 4.). Az eltérő szövetű diabáztömegek alig észlelhető kontakt öv mentén

való érintkezése többszöri lávaömlésre vall (III. tábla 4.). A piroxéneken helyenként kloritos átalakulás észlelhető, ilyenkor a kristályok pleokróosak.

E kőzetváltozatot a Sirok 1. sz. alapfúrás 483. méterénél az alapanyag nélküli, durvakristályos gabbródiabáz váltja fel. A kristályok mérete meghaladja a 2 mm-t (IV. tábla 1., 2.). A nagyméretű földpátok részleges agyagásványosodása, majd újabb kontakt átalakulása kisebb-nagyobb aktinolittűs halmazokat eredményezett (VI. tábla 3., 4.). Az egymásra következő lávaeffúziók közül a kisebb tömegűek barnás színű spilitként, ritkábban variolitként szilárdultak meg. A spilit esetenként gömb és ellipszoid alakú barnás kőzetüveg-részekből áll, melyekben prehnithalmazok és kristálykezdemények alakultak ki. A prehnites csomók mérete 0,25 és 1,00 mm között változik (V. tábla 1., 2.).

A mandulaköves diabázban a kitöltött üregek mérete 1—5 mm (III. tábla 2.). Az általában kalcitos kitöltéseket gyakran kloritos koszorú övezi. Elvétve a kalcit és a kalcedon egyazon üregben is jelentkezik, ilyenkor a kalcedonos kitöltés mindig fiatalabb a karbonátásványnál. Ezenkívül zeolitos és kloritos mandulakövek is előfordulnak (VI. tábla 1.).

A megszilárdult bázisos kőzetösszletben tektonikai hatásokra különböző repedésrendszerek alakultak ki. A litoklázisokban kalcit, dezmin, ritkábban kvarc kristályosodott ki (VII. tábla 2., 3., 4.). A repedéseket és üregeket átalakulási termékként gyakran zöldes színű agyagásvány vagy klorit tölti ki (VII. tábla 1.). Ilyen esetekben az eredeti ofitos szövetű diabáz csak töredékekben és foszlányokban ismerhető fel. Az erősen töredezett szakaszokon breccsás erek, sávok keletkeztek, ahol a másodlagos — leggyakrabban karbonátos — ásványkiválás szögletes diabáz-, spilit-, kovapala-, agyagpala- és kristályos kalcittöredékeket fog közre (utóbbi a kristályos kalciterek összetöredezéséből vezethető le) (II. tábla 2.). A másodlagos elváltozásokat az olivin-fenokristályok kloritosodása és a kontakt övekben megfigyelhető epidotosodás képviseli. Mindkét átalakulás viszonylag ritka.

A Sirok 1. sz. alapfúrásban a diabáz és spilitösszlet aljzatát mészkő és agyagpala alkotja, majd a fúrás 705 métertől újra egy 44,3 m vastag diabáztömegbe hatolt. A spilitesedett szakaszokban a kőzet „dendrites" és „mohaszerű" rajzolatokat adó krisztallithalmazokat tartalmaz (VI. tábla 2.). Ugyanebben a szakaszban jelentős mennyiségű léces, illetves rácsszerű kifejlődésű ilmenit figyelhető meg (IV. tábla 1., 2.). A fúrás alján a 973. méternél egy 8 m-es, és a 990. méternél egy 6,5 m-es diabáz-apofizát harántoltak. Az apofizák kőzete a fentieknél finomabb szemcsés, csaknem interszertális szövetű diabáz, feltűnően sok apró, legfeljebb 3 mm méretű, kalcittal kitöltött mandulaüreggel.

Az ismertetett bázisos kőzetek kémiai összetétele igen változatos. Ez részben a bázisos szilikátolvadék tenger alatti effúziójából, illetve a karbonátos kőzetekbe történt intrúziójából adódik. Ezért igen fontos a kőzetelegyrészek és átalakulási termékeik ásványtani vizsgálata. A kőzetelemzések értékelésénél a legnagyobb zavart a kőzetüvegben, a kloritváltozatokban és a zeolitféleségekben kötött víz, valamint a mandulaüregeket, litoklázisokat kitöltő kalcit okozza. Néhány elemzésben a $CO_2$-tartalom magasabb volt, mint a lekötésére szolgáló CaO, ami arra vall, hogy a karbonátásványok egy része sziderit, dolomit, alárendelten magnezit lehet.

Például a Sirok 1. sz. alapfúrás 724. méteréből származó minta $CO_2$-tartalma 5,95% volt, amit a 6,45% CaO nem köthetett le teljesen. A kémiai elemzések főleg a fúrás által harántolt, látszólag üde kőzetváltozatokból készültek (2. táblázat).

A diabázváltozatok átlagos összetételét összehasonlítva a Daly-féle átlaggal megállapítható, hogy a mátrai diabázok $SiO_2$-tartalma 4—6%-kal kisebb, ami a mandulaköves—kalciteres kifejlődésnek tulajdonítható. A $TiO_2$ mennyisége a Daly-féle átlagnál némileg nagyobb, amit a kőzet magasabb ilmenittartalma is jelez. Az $Al_2O_3$-, valamint a vas-oxid mennyisége a Daly-értékhez hasonló. A FeO és $Fe_2O_3$ aránya azonban a mátrai bázitok erősebb oxidáltsága miatt eltér az idézett átlagértéktől. A MgO-tartalom a típusos diabázénál magasabb, az olivindiabázénál alacsonyabb, ami arra utal, hogy kőzeteink e két

*2. táblázat*

| | 390,0 m | 413,0 m | 433,0 m | 469,5 m | 478,3 m | 481,7 m | 559,0 m | 580,0 m | 696,0 m | 724,0 m | Diabáz átlag |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 48,55 | 42,71 | 47,96 | 41,28 | 44,83 | 47,36 | 43,37 | 40,07 | 44,93 | 44,48 | 44,55 |
| $TiO_2$ | 1,71 | 2,15 | 2,62 | 2,04 | 2,58 | 2,70 | 3,51 | 1,46 | 1,51 | 2,35 | 2,26 |
| $Al_2O_3$ | 15,65 | 13,72 | 11,79 | 13,96 | 14,21 | 15,22 | 16,20 | 13,99 | 14,54 | 17,88 | 14,72 |
| $Fe_2O_3$ | 1,97 | 2,76 | 4,44 | 2,06 | 6,41 | 2,40 | 8,87 | 3,09 | 6,27 | 2,77 | 4,10 |
| FeO | 6,21 | 9,38 | 11,34 | 4,12 | 3,30 | 7,06 | 5,1 | 6,94 | 3,32 | 5,36 | 6,46 |
| MnO | 0,19 | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,06 | 0,14 | 0,76 | 0,36 | 0,24 | 0,49 | 0,28 |
| MgO | 7,21 | 6,81 | 6,00 | 6,67 | 5,43 | 7,81 | 4,27 | 10,39 | 5,56 | 4,95 | 6,51 |
| CaO | 7,84 | 9,03 | 7,24 | 10,66 | 9,68 | 7,02 | 5,20 | 11,32 | 10,38 | 6,45 | 8,48 |
| $Na_2O$ | 3,95 | 2,16 | 3,07 | 1,38 | 2,36 | 2,74 | 3,32 | 0,61 | 3,93 | 3,32 | 2,68 |
| $K_2O$ | 0,37 | 0,33 | 0,30 | 4,05 | 2,92 | 1,86 | 0,99 | 0,06 | 0,43 | 1,[illegible] | 1,28 |
| $+H_2O$ | 4,07 | 4,26 | 3,26 | 4,51 | 3,49 | 4,26 | 4,11 | 7,16 | 3,75 | 3,5[illegible] | 4,22 |
| $-H_2O$ | 0,61 | 1,62 | 0,33 | 1,07 | 0,30 | 0,24 | 0,21 | 0,78 | 0,47 | 0,17 | 0,58 |
| $CO_2$ | 1,31 | 4,72 | 0,85 | 7,60 | 3,52 | 0,64 | 1,01 | 3,46 | 4,38 | 5,95 | 3,34 |
| $P_2O_5$ | 0,27 | 0,19 | 0,22 | 0,28 | 0,39 | 0,39 | 0,59 | 0,15 | 0,19 | 0,55 | 0,32 |
| S | — | 0,14 | 0,21 | — | 0,02 | — | 0,33 | — | — | 0,05 | 0,04 |
| | 99,91 | 100,16 | 99,87 | 99,83 | 99,50 | 99,84 | 99,89 | 99,84 | 99,90 | 99,59 | 99,82 |

Elemzők: Emszt M.—Soha I.-né 1967. MÁFI.

típus átmeneti tagját képviselik. Ezt a feltevést igazolja, hogy e kőzetváltozatok ritkán tartalmaznak olivint és általában földpátdiabáznak határozhatók. Az utóbbiakban a Mg-tartalom feltehetően a magnezites mandulaüregekben és a kőzetben rejlik. A CaO mennyisége szintén kisebb, mint az ismert átlagokban. Ez ellentmondónak látszik a mátrai kalciteres, mandulaköves diabázváltozatok jelentős kalcittartalmával. Úgy véljük, hogy a hegység bázisos kőzeteinek plagioklászai a szokottnál valamivel savanyúbbak, így az ellentmondónak látszó értékek érthetővé válnak. Az alkáliatartalom átlagtól való eltérése elhanyagolható, a $K_2O$-tartalom kismértékű növekedése a környezethatásnak tulajdonítható. A mátrai diabázváltozatokban átlagosan 3,3% $CO_2$-tartalom van, ami a 7,60% és 0,64% között szóródó értékekből adódik.

A fenti tíz minta elemzése egyértelműen bizonyítja, hogy a mátrai bázisos kőzetösszlet meglehetősen heterogén, melynek okát az effúziók időbeli eltolódásában, a földtani kifejlődésben, a másodlagos átalakulásokban és a környezethatásokban látjuk.

A kőzetelemzések értékeit átszámítottuk a Niggli—Burri- és Rittmann-féle rendszerekre (3. táblázat).

*3. táblázat*

| Méter | Niggli—Burri | Rittmann |
|---|---|---|
| 390,0 | Gabbrodioritos magma — normál gabbrodioritos csoport | Pigeonit-andezit |
| 413,0 | Gabbroidos magma—gabbroid csoport | Pigeonit-labradorit-andezit |
| 433,0 | Gabbrodioritos magma — melagabbrodioritos csoport | Olivin andezinbazalt |
| 469,5 | Gabbrodioritos magma — miharaitos csoport | Nefelinit |
| 478,3 | Gabbroidos magma — miharaitos csoport | Leucitos bazanit |
| 481,7 | Gabbrodioritos magma — melagabbrodioritos csoport | Olivines trachibazalt |
| 559,0 | Nátrongabbroidos magma — nátronlamproszienites csoport | Nefelines bazalt |
| 580,0 | Piroxenites magma — ostraitos csoport | Olivinbazalt |
| 606,0 | Gabbroidos magma — miharaitos csoport | Andezites bazalt |
| 724,0 | Kálidioritos magma — vredefortitos csoport | Nefelines bazanit |

## 2. Triász időszaki üledékes képződmények

A triász időszaki rétegek a hegység területén a felszínről és mélykutatásból ismert legidősebb képződmények. Fekvőjük ismeretlen, a —1162,57 m mélységig lehatoló Recsk környéki mélyfúrások sem érték el. Fedőjében Recsk környékén eocén képződmények települnek. Ezek uralkodóan vulkáni kőzetek — andezit, ill. andezit piroklasztikum —, kisebb részben faunával igazolható eocén márga és mészkő. A triász és az eocén összlet határán igen gyakran né-

hány méter vastagságú törmelékes réteg található, melyben a triász kőzetek erősen koptatott darabjait andezit, ill. agglomerátumos andezittufa cementálja. A hegység keleti részén a triász képződményekre diabáz, majd az alsó riolittufa települ (Sirok 1. sz. alapfúrás). Pusztakőkúttól északra, a Nagy-Várhegyen a triász kőzetek a felszínen is megtalálhatók.

Az összlet teljes vastagsága ismeretlen. Mélyfúrással harántolt legnagyobb vastagsága 1049,70 m, átlagos vastagsága a recski területen 661 m, a benyomult andezitapofizákkal, szubvulkáni andezittestekkel együtt. A Sirok 1. sz. fúrásban vastagsága 367,9 m.

A triász üledékes összletet agyagpala-, mészkő-, dolomit- és igen alárendelt mennyiségben homokkőrétegek építik fel. Nagy vonalakban elkülöníthető egy alsó agyagpala, felette egy alsó mészkő, majd egy dolomittagozat, melyet ismételten mészkő, majd agyagpala követ. Ezek a tagozatok azonban nem határolhatók el egyértelműen egymástól. A karbonátos és törmelékes kőzetek gyakran néhány méteres rétegekben váltakozva települnek, és csak az uralkodó kőzetváltozat alapján lehet a fenti beosztást elvégezni.

A Sirok 1. sz. fúrással feltárt triász — uralkodóan üledékes — összlet 46,9%-át például nyolc igen változó vastagságú mészkőréteg, míg a további 53,1%-ot számos agyagpala- és homokkőréteg, valamint diabázbetelepülés alkotja (4. táblázat). Recsk körzetében a triász összletet felépítő kőzetváltozatok hozzávetőleges aránya a következő: karbonátos

*4. táblázat*

**A triász összlet kőzetösszetétele a Sirok 1. sz. alapfúrás uralkodóan üledékes képződményeket tartalmazó szakaszában**

| Mélység m | Vastagság m | Kőzet | Átlagos karbonát-tartalom % |
|---|---|---|---|
| 632,1—652,0 | 19,9 | mészkő (mészmárga) | 68,9 |
| 652,0—653,4 | 1,4 | diabáz | |
| 653,4—705,0 | 51,6 | agyagpala | 0,45 |
| 705,0—749,3 | 44,3 | diabáz | |
| 749,3—767,5 | 18,2 | homokkő | |
| 767,5—800,0 | 32,5 | agyagpala | 4,0 |
| 800,0—825,5 | 25,5 | mészkő (mészmárga) | 74,2 |
| 825,5—830,0 | 4,5 | agyagpala | 5,0 |
| 830,0—835,0 | 5,0 | mészkő (mészmárga) | 71,9 |
| 835,0—841,0 | 6,0 | agyagmárga | 19,8 |
| 841,0—881,5 | 40,5 | mészkő (mészmárga) | 75,3 |
| 881,5—885,0 | 3,5 | agyagpala | 2,5 |
| 885,0—897,5 | 12,5 | homokkő | |
| 897,5—970,0 | 72,5 | mészkő (mészmárga) | 78,0 |
| 970,0—973,0 | 3,0 | agyagpala | |
| 973,0—981,0 | 8,0 | diabáz | |
| 981,0—986,5 | 5,5 | mészkő | |
| 986,5—990,0 | 3,5 | agyagpala | |
| 990,0—996,5 | 6,5 | diabáz | |
| 996,5—1000,0 | 3,5 | mészkő | |

| | | | |
|---|---|---|---|
| mészkő (mészmárga) | 172,4 m | 46,9% | |
| agyagpala | 98,6 m | 26,8% | } 36,7% |
| agyagmárga | 6,0 m | 1,6% | |
| homokkő | 30,7 m | 8,3% | |
| diabáz | 60,2 m | 16,4% | |

kőzet (mészkő, dolomit) 56%, klasztikus kőzet 21% (ebből agyagpala, márga: 20,5%, homokkő: 0,5%), kvarcit (teljes anyagkicserélődést szenvedett mészkő, agyagpala stb.) 7%, breccsa (uralkodóan tektonikus eredetű) 1%, andezit (eocén korú apofizák és szubvulkáni testek) 15%.

## a) Karbonátos kőzetek

A triász képződmények karbonáttartalma néhány tized %-tól csaknem 100%-ig változik (5., 6. táblázat). Karbonátos kőzeteknek tekintjük azokat, melyek karbonáttartalma az 50%-ot meghaladja (meszes márga, mészmárga, mészkő, dolomit). A tiszta mészkő, ill. dolomit (90%-nál magasabb karbonáttartalom) kevés, általában csak vékony padokat alkot az átlag 70—80% karbonáttartalmú (mészmárga) rétegekben (4. táblázat). A mélyfúrással harántolt triász rétegsorokban a karbonátos kőzetek átlagos karbonáttartalma a következő:

| | |
|---|---|
| Sirok 1. sz. alapfúrás | 76,4% |
| Rm. 8. sz. fúrás | 82,0% |
| Rm. 29. sz. fúrás | 83,0% |
| Rm. 32. sz. fúrás | 73,4% |
| Rm. 33. sz. fúrás | 66,6% |
| Rm. 34. sz. fúrás | 61,2% |
| Recsk környéki fúrások átlaga | 73,2% |
| Triász összlet átlaga | 74,8% |

A hegység keleti szegélyén (Sirok 1. sz. alapfúrás, Pusztakőkút) és a Recsk környékén feltárt triász képződmények közötti különbség leghatározottabban a karbonátásványok (kalcit—dolomit) arányában mutatkozik meg (7. táblázat).

Számítások módszere az 5. és 6. táblázathoz: A kőzet karbonáttartalma a rendelkezésre álló kémiai elemzésekből jó közelítéssel meghatározható. A különböző karbonátásványok becslésénél figyelembe vettük a röntgen-diffraktométeres és termikus (+-tel jelzett) vizsgálatok eredményeit is. Ha az ásványmeghatározás csak kalcitot vagy csak dolomitot jelzett, és a MgO, valamint a CaO elemzett mennyisége elegendőnek mutatkozott a $CO_2$ lekötéséhez, úgy csak a megfelelő ásványt számítottuk. Ugyanígy jártunk el, ha csak szén-dioxid meghatározás állt rendelkezésre. Több esetben az ásványmeghatározás csak kalcitot mutatott ki, a CaO mennyisége azonban nem volt elegendő a $CO_2$ lekötéséhez, ilyenkor megfelelő arányban dolomitot is számítottunk.

Ha az anyagvizsgálat kalcitot és dolomitot egyaránt kimutatott, a két elegyrész mennyiségét közelítően az ásványtani meghatározásnak megfelelő arányban számítottuk. Esetenként a CaO + MgO teljes mennyisége sem volt elegendő a $CO_2$ lekötéséhez, ilyenkor sziderítet — magas MnO-tartalomnál pedig rodokrozitot — is képeztünk. Ahol az elemzett kőzetből ásványtani meghatározás nem készült, a számításnál a szomszédos mintára vonatkozó adatot vettük figyelembe.

A hegység keleti szegélyén a karbonátásványok között a kalcit erősen dominál (95,1%), Recsk környékén mennyisége csökken (54,5%), és a dolomit is jelentőssé válik. Ez a jelenség valószínűleg arra vezethető vissza, hogy a Sirok 1. sz. fúrás a triász összletet kisebb vastagságban tárta fel, mint a Recsk környéki kutatások, s mivel a dolomit — mint kőzet — általában a mélyebb szinteken jelentkezik, a siroki fúrás nem érte el. Recsk környékén az uralkodóan kalciumkarbonátból álló kőzetek dolomittartalma is valamivel magasabb, mint a hegység keleti szegélyén (7. táblázat, Rm. 8. sz. fúrás).

További különbségek mutathatók ki a két előfordulás karbonátos kőzetének szövetében, szerkezetében és a járulékos ásványok terén is.

*5. táblázat*

**A karbonátásványok számított mennyisége (%) és minőségi megoszlása a Sirok 1. sz. alapfúrás triász időszaki üledékes kőzeteiben**

| Mélység m | Karbonátásvány | $CO_2$ | CaO | MgO | FeO | MnO | Kalcit | Dolomit | Sziderit | Rodokrozit | Összes karbonát |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 332,8 | | 33,83 | 38,97 | 1,35 | | | 66,2 | 6,7 | 3,5 | | 76,4 |
| 597,0 | | 1,21 | 2,58 | 2,50 | 5,31 | | 2,7 | | | | 2,7 |
| 597,0 | | 0,34 | 0,70 | 2,86 | 5,34 | | 0,7 | | | | 0,7 |
| 632,2 | | 29,96 | 33,17 | 2,70 | 6,36 | 4,67 | 57,0 | 4,2 | | 7,6 | 68,8 |
| 656,0 | | 0,13 | 0,67 | 2,33 | 4,48 | | 0,2 | | | | 0,2 |
| 656,0 | | 0,26 | 1,15 | 2,35 | 4,33 | | 0,7 | | | | 0,7 |
| 770,0 | kalcit | 3,71 | | | | | 8,4 | | | | 8,4 |
| 774,0 | | 0,92 | | | | | 2,0 | | | | 2,0 |
| 783,0 | | 0,74 | | | | | 1,6 | | | | 1,6 |
| 798,0 | kalcit | 27,51 | | | | | 62,0 | | | | 62,0 |
| 807,0 | | 31,97 | 44,04 | 2,15 | | | 72,8 | | | | 72,8 |
| 809,0 | | 27,88 | 42,66 | 1,06 | | | 63,4 | | | | 63,4 |
| 810,0 | | 32,50 | 42,60 | 1,35 | 0,79 | | 73,9 | | | | 73,9 |
| 810,0 | | 40,15 | 43,53 | 0,61 | | | 77,0 | 2,7 | 14,0 | | 93,7 |
| 814,0 | kalcit | 30,85 | 43,61 | 0,92 | | | 70,3 | | | | 70,3 |
| 821,5 | | 36,09 | 37,04 | 1,53 | | | 62,4 | 6,7 | 14,4 | | 83,5 |
| 826,0 | | 2,23 | | | | | 5,0 | | | | 5,0 |
| 831,0 | kalcit | 40,89 | 50,25 | 0,92 | | | 87,6 | 4,0 | 1,3 | | 92,9 |
| 831,6 | | 17,84 | | | | | 40,6 | | | | 40,6 |
| 832,0 | | 30,46 | 39,87 | 2,63 | | | 69,4 | | | | 69,4 |
| 833,0 | | 29,00 | | | | | 66,0 | | | | 66,0 |
| 834,5 | | 29,55 | | | | | 67,2 | | | | 67,2 |
| 835,0 | | 28,62 | | | | | 65,1 | | | | 65,1 |
| 836,0 | | 8,93 | 9,93 | 4,03 | | | 15,1 | 4,7 | | | 19,8 |
| 836,0 | | 29,74 | 40,56 | 2,27 | | | 67,5 | | | | 67,5 |
| 841,5 | | 38,29 | 23,63 | 3,57 | | | 33,4 | 16,2 | 41,9 | | 91,5 |
| 849,0 | | 31,60 | | | | | 71,9 | | | | 71,9 |
| 862,0 | | 27,51 | | | | | 62,6 | | | | 62,6 |
| 882,0 | kalcit | 1,11 | | | | | 2,5 | | | | 2,5 |
| 900,0 | kalcit | 31,97 | | | | | 72,7 | | | | 72,7 |
| 906,0 | | 31,23 | 42,97 | 2,53 | | | 71,0 | | | | 71,0 |
| 920,0 | | 36,06 | 47,78 | 2,15 | | | 82,1 | | | | 82,1 |
| 928,0 | | 31,60 | | | | | 71,9 | | | | 71,9 |
| 931,0 | | 29,37 | 43,15 | 1,34 | | | 66,9 | | | | 66,9 |
| 931,5 | kal. (dol.) | 28,53 | 35,25 | 2,21 | 0,88 | | 60,5 | 4,2 | | | 64,7 |
| 939,0 | | 40,89 | 49,84 | 1,16 | | | 86,0 | 5,3 | 1,3 | | 92,6 |
| 940,0 | | 31,60 | | | | | 71,9 | | | | 71,9 |
| 949,0 | | 36,43 | 49,77 | 1,41 | | | 82,8 | | | | 82,8 |
| 951,0 | | 37,92 | | | | | 86,2 | | | | 86,2 |
| 952,0 | | 38,29 | | | | | 87,1 | | | | 87,1 |
| 956,0 | | 19,70 | | | | | 44,8 | | | | 44,8 |
| 962,0 | | 42,01 | | | | | 95,5 | | | | 95,5 |
| 963,0 | kalcit | 39,27 | 51,50 | 0,70 | 0,42 | | 89,4 | | | | 89,4 |
| 963,5 | | 39,78 | 51,24 | 0,94 | | | 90,5 | | | | 90,5 |
| Átlag | | 24,8 | 34,5 | 1,9 | 3,5 | | 55,1 | 1,1 | 1,7 | 0,1 | 58,1 |

*6. táblázat*

**A karbonátásványok számított mennyisége (%) és minőségi megoszlása a Recsk környéki kutatófúrások triász időszaki üledékes képződményeiben**

| Kutatófúrás | Mélység m | Karbonátásvány | $CO_2$ | CaO | MgO | FeO | Kalcit | Dolomit | Sziderit | Összes karbonát |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rm. 8. | 470,0 | dolomit | 2,44 | 2,42 | 1,96 | 0,46 | | 5,1 | | 5,1 |
| | 485,4 | dolomit | | | | | | | | |
| | 491,0 | dolomit | 1,28 | 1,30 | 0,62 | 0,28 | | 2,7 | | 2,7 |
| | 491,3 | dolomit | | | | | | | | |
| | 499,3 | dolomit | | | | | | | | |
| | 581,0 | dolomit | 6,62 | | | | | 21,0 | | 21,0 |
| | 581,4 | dolomit | | | | | | | | |
| | 581,5 | dolomit | | | | | | | | |
| | 593,0 | dolomit | 25,70 | 17,42 | 11,74 | 0,44 | | 53,8 | | 53,8 |
| | 594,2 | dolomit | | | | | | | | |
| | 603,7 | | 3,97 | 3,10 | 1,83 | 0,56 | | 8,3 | | 8,3 |
| | 614,0 | | 0,17 | 0,35 | 0,25 | 0,25 | | 0,4 | | 0,4 |
| | 616,5 | dolomit* | | | | | | | | |
| | 628,7 | kalcit* | | | | | | | | |
| | 633,2 | | 8,94 | 9,11 | 2,99 | 1,66 | 12,1 | 7,6 | | 19,7 |
| | 643,2 | kalcit* | 12,40 | 13,29 | 2,64 | 1,34 | 19,2 | 8,3 | | 27,5 |
| | 680,0 | | 1,80 | 1,43 | 2,07 | 0,42 | 0,9 | 2,9 | | 3,8 |
| | 720,2 | dolomit | | | | | | | | |
| | 739,0 | dolomit | 0,39 | 0,73 | 0,53 | 0,36 | | 0,9 | | 0,9 |
| | 750,5 | | 17,97 | 11,31 | 6,79 | 2,06 | 3,2 | 31,2 | 4,4 | 38,8 |
| | 759,0 | dol., kal. | 1,57 | 1,25 | 0,90 | 0,29 | 0,9 | 2,4 | | 3,3 |
| | 760,0 | dolomit | | | | | | | | |
| | 798,5 | dol., kal. | 37,35 | | | | 42,6 | 39,1 | | 81,7 |
| | 803,2 | kalcit | | | | | | | | |
| | 810,0 | | 35,84 | | | | 81,4 | | | 81,4 |
| | 817,0 | kalcit | 4,50 | 6,63 | 0,31 | 0,30 | 10,2 | | | 10,2 |
| | 828,5 | | 33,93 | | | | 72,1 | 4,6 | | 76,7 |
| | 831,9 | | 37,25 | | | | 77,4 | 6,9 | | 84,3 |
| | 833,2 | kal., dol. | 36,49 | | | | 75,7 | 6,9 | | 82,6 |
| | 840,0 | | 37,05 | 42,41 | 1,44 | 0,19 | 72,1 | 6,6 | 5,9 | 84,6 |
| | 850,0 | kalcit | | | | | | | | |
| | 860,0 | | 37,63 | | | | 85,5 | | | 85,5 |
| | 879,4 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 885,5 | kalcit* | | | | | | | | |
| | 886,8 | | 39,33 | 48,89 | 2,52 | 0,14 | 85,1 | 4,0 | | 89,1 |
| | 890,0 | kalcit | 34,72 | 39,34 | 1,71 | 0,17 | 65,9 | 7,8 | 5,3 | 79,0 |
| | 893,9 | | 40,33 | 49,84 | 1,30 | 0,17 | 86,0 | 5,2 | | 91,2 |
| | 893,9 | | 38,66 | | | | 88,0 | | | 88,0 |
| | 906,0 | kalcit | | | | | | | | |
| | 907,3 | kalcit | 40,40 | 47,42 | 0,95 | 0,08 | 82,1 | 4,5 | 5,7 | 92,3 |
| | 907,3 | | 40,14 | | | | 91,2 | | | 91,2 |
| | 913,0 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 919,7 | | 28,16 | | | | 61,6 | 2,3 | | 63,9 |
| | 924,8 | kal., dol. | 40,09 | 51,33 | 1,07 | 0,31 | 86,0 | 4,9 | | 90,9 |
| | 924,8 | | 40,59 | | | | 86,9 | 5,0 | | 91,9 |
| | 926,3 | | 17,89 | 16,87 | 4,39 | 0,44 | 19,5 | 19,6 | | 39,1 |
| | 926,3 | | 27,30 | | | | 29,8 | 29,7 | | 59,5 |
| | 949,8 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 971,3 | kal., dol. | | | | | | | | |

* Röntgen-diffraktométeres és termikus vizsgálatok.

*6. táblázat folyt.*

| Kutatófúrás | Mélység m | Karbonátásvány | $CO_2$ | CaO | MgO | FeO | Kalcit | Dolomit | Sziderit | Összes karbonát |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 985,0 | kalcit | 20,95 | 29,27 | 7,14 | 0,86 | 47,7 | | | 47,7 |
| | 999,5 | | 40,79 | 46,61 | 11,08 | 0,56 | 73,5 | 17,8 | | 91,3 |
| | 1000,0 | kalcit | | | | | | | | |
| | 1006,4 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 1012,0 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 1039,8 | kal., dol. | | | | | | | | |
| | 1066,4 | dolomit | 9,13 | | | | | 19,0 | | 19,0 |
| | 1066,4 | dol., kal. | 5,27 | 4,90 | 1,87 | 0,44 | 5,4 | 6,1 | | 11,5 |
| Rm. 8. átlagosan | | | 23,0 | 20,2 | 3,00 | 0,50 | 41,8 | 9,5 | 0,6 | 51,9 |
| Rm. 28. | 834,0 | | 5,00 | 5,87 | 0,61 | 1,94 | 9,4 | 1,9 | | 11,3 |
| Rm. 30. | 860,0 | | 0,18 | 2,82 | 2,92 | 1,52 | 0,4 | | | 0,4 |
| Rm. 32. | 698,0 | kal., dol. | 31,03 | 39,98 | 7,21 | 0,54 | 44,8 | 28,6 | | 73,4 |
| Rm. 49. | 948,0 | | 1,25 | 3,79 | 1,42 | 2,65 | 2,9 | | | 2,9 |
| Rm. 29. | 772,8 | | 36,48 | 46,26 | 2,95 | 0,14 | 82,1 | 0,9 | | 83,0 |
| Rm. 33. | 641,3 | | 4,95 | 5,90 | 1,59 | 1,16 | 9,8 | 1,3 | | 11,1 |
| Rm. 34. | 457,5 | | 34,22 | 28,46 | 14,42 | | 5,8 | 65,8 | | 71,6 |
| Rm. 33. | 741,5 | | 28,95 | 30,19 | 1,54 | 0,25 | 50,1 | 7,0 | 9,5 | 66,6 |
| Rm. 34. | 1025,0 | | 24,20 | 23,13 | 11,61 | | | 50,7 | | 50,7 |
| Recsk környéke átlagosan | | | 18,90 | 20,60 | 4,70 | 1,10 | 24,7 | 16,6 | 1,0 | 42,3 |

*7. táblázat*

**Karbonátásványok mennyiségének hozzávetőleges százalékos aránya a Sirok I. sz. fúrás és a Recsk környéki mélyfúrások karbonátos kőzeteiben**

| Fúrás | Mélység (m) | Kalcit | Dolomit | Sziderit | Rodokrozit |
|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
| Sirok 1. | 332,8 | 86,6 | 8,8 | 4,6 | |
| | 632,2 | 82,9 | 6,1 | | 11,0 |
| | 798,0 | 100,0 | | | |
| | 807,0 | 100,0 | | | |
| | 809,0 | 100,0 | | | |
| | 810,0 | 100,0 | | | |
| | 810,0 | 82,2 | 2,9 | 14,9 | |
| | 814,0 | 100,0 | | | |
| | 821,5 | 74,7 | 8,0 | 17,3 | |
| | 831,0 | 94,3 | 4,3 | 1,4 | |
| | 832,0 | 100,0 | | | |
| | 833,0 | 100,0 | | | |
| | 834,5 | 100,0 | | | |
| | 835,0 | 100,0 | | | |
| | 836,0 | 100,0 | | | |
| | 841,5 | 36,5 | 17,7 | 45,8 | |
| | 849,0 | 100,0 | | | |
| | 862,0 | 100,0 | | | |
| | 900,0 | 100,0 | | | |
| | 906,0 | 100,0 | | | |
| | 920,0 | 100,0 | | | |
| | 928,0 | 100,0 | | | |
| | 931,0 | 100,0 | | | |
| | 931,5 | 93,5 | 6,5 | | |
| | 939,0 | 92,9 | 5,7 | 1,4 | |
| | 940,0 | 100,0 | | | |
| | 949,0 | 100,0 | | | |
| | 951,0 | 100,0 | | | |
| | 952,0 | 100,0 | | | |
| | 962,0 | 100,0 | | | |
| | 963,0 | 100,0 | | | |
| | 963,5 | 100,0 | | | |
| Átlag | | 95,1 | 1,9 | 2,7 | 0,3 |

*7. táblázat folyt.*

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|
| Rm. 8. | 593,0 | | 100,0 | | |
| | 798,5 | 52,1 | 47,9 | | |
| | 810,0 | 100,0 | | | |
| | 828,5 | 94,0 | 6,0 | | |
| | 831,9 | 91,8 | 8,2 | | |
| | 833,2 | 91,6 | 8,4 | | |
| | 840,0 | 85,2 | 7,8 | 7,0 | |
| | 860,0 | 100,0 | | | |
| | 886,8 | 95,5 | 4,5 | | |
| | 890,0 | 83,4 | 9,9 | 6,7 | |
| | 893,9 | 94,3 | 5,7 | | |
| | 893,9 | 100,0 | | | |
| | 907,3 | 88,9 | 4,9 | 6,2 | |
| | 907,3 | 100,0 | | | |
| | 919,7 | 96,4 | 3,6 | | |
| | 924,8 | 94,6 | 5,4 | | |
| | 926,3 | 50,1 | 49,9 | | |
| | 999,5 | 80,5 | 19,5 | | |
| Átlag | | 83,8 | 15,1 | 1,1 | |
| Rm. 32. | 698,0 | 61,0 | 39,0 | | |
| Rm. 29. | 772,8 | 98,9 | 1,1 | | |
| Rm. 33. | 741,5 | 75,2 | 10,5 | 14,3 | |
| Rm. 34. | 457,5 | 8,1 | 91,9 | | |
| Rm. 34. | 1025,0 | | 100,0 | | |
| Átlag | | 54,5 | 42,9 | 2,6 | |

*8. táblázat*

**A triász időszaki karbonátos kőzetek kémiai összetétele (%)**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 15,21 | | 26,07 | | | | 7,81 | | | | | | 10,66 |
| $TiO_2$ | 0,21 | | 0,21 | | | | 0 | | | | | | 0,07 |
| $Al_2O_3$ | 6,41 | 5,20 | 3,17 | 4,54 | | 1,06 | 0,61 | 0,53 | 0,51 | 3,60 | 0,56 | 3,38 | 3,83 |
| $Fe_2O_3$ | 0 | 0,16 | 0,53 | 0,57 | 2,29 | 0,68 | 0,51 | 0,34 | 0,22 | 0,63 | 5,60 | 0,17 | 1,08 |
| FeO | 6,36 | 0,79 | 0,88 | 0,42 | 0,44 | 0,19 | 0,14 | 0,17 | 0,17 | 0,08 | 0,31 | 0,56 | 0,54 |
| MnO | 4,67 | | 0,05 | | | | 0,07 | | | | | | 0,08 |
| MgO | 2,70 | 1,35 | 2,21 | 0,70 | 11,74 | 1,44 | 2,52 | 1,71 | 1,30 | 0,95 | 1,07 | 11,08 | 7,21 |
| CaO | 33,17 | 42,60 | 35,25 | 51,50 | 17,42 | 42,41 | 48,89 | 39,34 | 49,84 | 47,42 | 51,53 | 46,61 | 39,98 |
| $Na_2O$ | 0,08 | 0,22 | 0,31 | 0,18 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,07 |
| $K_2O$ | 0,16 | 0,38 | 0,40 | 0,12 | 0,23 | 0,25 | 0,15 | 0,10 | 0,05 | 0,12 | 0,27 | 0,31 | 0,17 |
| $-H_2O$ | 0,09 | | 0,07 | | | | 0 | | | | | | 0,25 |
| $+H_2O$ | 1,42 | | 1,57 | | | | 0,26 | | | | | | 2,81 |
| $CO_2$ | 29,96 | 32,50 | 28,53 | 39,27 | 25,70 | 37,05 | 39,33 | 34,72 | 40,33 | 40,40 | 40,09 | 40,79 | 31,03 |
| $P_2O_5$ | 0,24 | | 0,06 | | | | 0,03 | | | | | | 0,03 |
| S | 0 | | 0,23 | | 2,62 | 0,59 | | | | | | | 1,05 |
| $SO_3$ | | | | | | | | | | | | | 1,59 |
| | 100,68 | | 99,54 | | | | 100,38 | | | | | | 100,45 |
| $-O$ | | | 0,11 | | | | | | | | | | 0,52 |
| | | | 99,43 | | | | | | | | | | 99,93 |

1. Sirok 1. sz. f. 632,2 m.
2. Sirok 1. sz. f. 810,0 m.
3. Sirok 1. sz. f. 931,5 m.
4. Sirok 1. sz. f. 963,0 m.
5. Rm. 8. sz. f. 593,0 m.
6. Rm. 8. sz. f. 840,0 m.
7. Rm. 8. sz. f. 886,8 m.
8. Rm. 8. sz. f. 890,0 m.
9. Rm. 8. sz. f. 893,0 m.
10. Rm. 8. sz. f. 907,3 m.
11. Rm. 8. sz. f. 924,8 m.
12. Rm. 8. sz. f. 999,5 m.
13. Rm. 32. sz. f. 698,0 m.

Elemzők: 1., 3. Emszt M.—Soha I.-né 1967. 2., 4. Soha I.-né—Dér I.-né 1967. 7. Jankovits L.—Soha I.-né 1966. 13. Emszt M.—Soha I.-né 1969. MÁFI; 5—6., 8—12. Ipari elemzések.

A hegység keleti szegélyén a kőzet szürke, finomszemcsés. A karbonátszemcsék átmérője általában 0,2—0,5 mm. Gyakran tartalmaznak változó mennyiségű agyagásványt, koptatott kvarcszemcséket, *Radiolaria*-metszeteket, limonitos, meg nem határozható kőzettöredékeket. A helyenként dúsúló törmelékanyag szemcsenagysága néhol az 1 mm-t is eléri. A koptatott agyagos mészkő—kvarc—kvarcit—kovás agyagpala szemcsék finomszemcsés kristályos karbonátba ágyazódnak. A röntgen-diffraktométeres vizsgálatok szerint e kőzetek a karbonátásványokon (kalcit, nyomokban dolomit) kívül kis mennyiségű — de általános elterjedésű — kvarcot, néhol gyenge nyomokban csillámot, esetleg valamivel több kloritot, montmorillonitot tartalmaznak.

Recsk környékén általában két mészkőösszlet és egy közöttük elhelyezkedő dolomitos mészkő-, ill. dolomitszint különíthető el. A felső mészkőösszletben a kőzet színe világosszürke, szövete mikro-, helyenként finomkristályos, a 0,1—0,2 mm-es szemcsenagyságot ritkán éri el. Az alsó mészkőszint kőzete világosabb szürke, gyakran fehér, az előbbinél durvább kristályos, márványszerű. Általában 0,1—0,2 mm-es karbonátszemcsékből áll, néhol azonban ezek átmérője 0,2—0,4 mm, elvétve a 0,5—1,0 mm-es nagyságot is eléri. Ásványtanilag a két előfordulás között lényeges különbség nem állapítható meg. Mindkét kőzettípus uralkodóan kalcitból áll, általános elterjedésben kisebb mennyiségű kvarcot és dolomitot tartalmaz. A felső mészkőösszletben ezenkívül gyakori a változó mennyiségű klorit, mely az alsóban alárendelt mennyiségben, csak néhol jelentkezik, ugyanakkor erősen dúsul az anhidrit, mely viszont a felső összletben ritka. Egyes mintákban — többnyire csak nyomokban — még sziderit, kaolinit, montmorillonit, illit, szericit, gipsz, esetleg rodokrozit is kimutatható.

A dolomit, ill. dolomitos mészkő színe szürkés, esetleg barnás árnyalatú, szövete finomkristályos, a karbonátszemcsék átmérője 0,1—0,2 mm. Járulékos ásványai azonosak a mészkőrétegekével.

A kőzetek vegyi összetétele jól tükrözi az uralkodóan karbonátos jelleget (8. táblázat). A 25—40% szén-dioxidhoz kötött karbonát mennyisége 53,8—91,3%. A karbonátásvány uralkodóan kalcit, a magnézium-oxid mennyisége sehol sem haladja meg — és csak egy mintában közelíti meg — a kalcium-oxidét (8. táblázat 5. elemzés). A Sirok 1. sz. fúrás egyik rétegéből kimutatott 4% feletti mangán-oxid (8. táblázat 1. elemzés) rodokrozit jelenlétére utal. A járulékos ásványok között az elemzések alapján is leggyakoribb a kvarc. Alkáliák csak tized százalékban mutathatók ki, ami a földpátok és egyéb Na—K-tartalmú ásványok csaknem teljes hiányát jelzi. A kötött víz és alumínium-oxid kis mennyisége az agyagásványok alárendelt szerepét bizonyítja.

### b) Törmelékes kőzetek

A triász időszaki klasztikus kőzetek túlnyomó többsége pelites, alárendelt mennyisége pszammitos kifejlődésű.

*Pelites kőzetek*

A pelites kőzetek karbonáttartalma változó (5., 6. táblázat). Az 5%-nál kevesebb, valamint a 35—50% karbonátásványt tartalmazó agyag—agyagpala, illetőleg márga többnyire csak vékony réteget alkot az általánosan elterjedt 5—35% karbonáttartalmú agyagmárga-összletben. Az egyes kőzettípusok általában csak kémiai elemzés segítségével határolhatók el egymástól. Mivel

a karbonáttartalom gyakran a kőzetet harántoló vékony, általában csak néhány milliméteres karbonáterekben koncentrálódik, a képződmények többsége — a viszonylag magasabb karbonáttartalom ellenére — az agyagos kőzetek közé sorolható.

A pelites kőzetek átlagos karbonáttartalma a következő:

| | |
|---|---|
| Sirok 1. sz. alapfúrás | 10,4% |
| Rm. 8. sz. fúrás | 16,2% |
| Rm. 28. sz. fúrás | 11,3% |
| Rm. 30. sz. fúrás | 0,4% |
| Rm. 33. sz. fúrás | 11,1% |
| Rm. 49. sz. fúrás | 2,9% |
| Recsk környéki fúrások átlaga | 8,4% |
| Triász összlet átlaga | 9,4% |

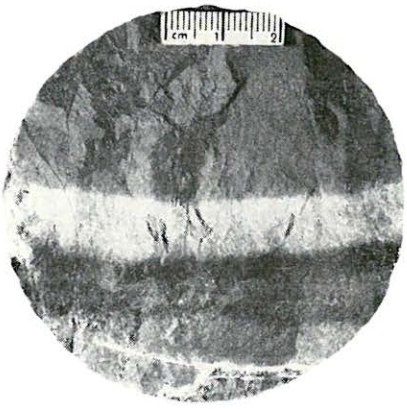
A pelites kőzetek három típusa különböztethető meg:

— szürke, kemény; világosszürke sávos kőzet, meszes—aleuritos betelepülésekkel;
— sötétszürke vagy fekete, puha, leveles elválású kőzet, mészkőlencsékkel;
— szürke, világosszürke, zöldes vagy vörös árnyalatú, gyengén palás kőzet, néhol aleuritos sávokkal (24. ábra).

*A hegység keleti szegélyén* a Sirok 1. sz. alapfúrás a sötétszürke, leveles elválású változatot tárta fel, bár alárendelt mennyiségben, közbetelepülésként, kevésbé palás, vöröses árnyalatú típusa is felszínre került (II. tábla 1.). E típus ritkán vékony radiolarit-betelepüléseket tartalmaz (II. tábla 4.).

A kőzet agyagásványai — röntgen-diffraktométeres meghatározás alapján — montmorillonit, ritkábban illit. Elegyrészei között az agyagásványokon kívül kevés kvarc (0,01 mm), változó mennyiségű szericit és karbonátásvány határozható meg. Utóbbi viszonylag nagy mennyisége (10,4%) azonban főleg a kőzetet behálózó sűrű karbonátos érhálózatra vezethető vissza. A karbonátásvány uralkodóan kalcit (9. táblázat). További járulékos ásványai az általános elterjedésű, változó mennyiségű klorit és keveseb b plagioklász, valamint elvétve, többnyire csak nyomokban kimutatható sziderit és piroxén.

Ugyancsak a hegység keleti szegélyén, de a felszínen az árpástói kőbányában található e kőzetnek a fillit felé átmenetet alkotó típusa. A szürkésbarna, vékonylemezes, erősen átkristályosodott, századmilliméteres szericitpikkelykékből, igen kis mennyiségű tized milliméteres kvarcból és muszkovitból álló kőzetet sűrű, néhány milliméter vastagságú kovás érhálózat járja át.



*24. ábra.* Szürke, világosbarna, sötétvörös sávos agyagpala — Rm. 12. sz. fúrás, 806 m

*Textfig. 24.* Shales with grey, light brown and dark red bands — borehole Rm. 12, 806 m

*Recsk környékén* a pelites kőzetek mindhárom típusa megtalálható. Legnagyobb elterjedésben és vastagságban a sötétszürke—fekete, leveles elválású vál-

tozat fordul elő, a másik két típus szerepe alárendeltebb. E kőzet uralkodóan igen finomszemcsés agyagásványból (kaolinit, illit) áll. Ez helyenként, elsősorban az erős tektonikus hatásra — mely a gyakori csúszási lapokat is létrehozta — esetleg kisebb mértékű hőhatásra átkristályosodott. Jelentős mennyiségű kvarcot tartalmaz, melyet részben koptatott, törmelékes kvarcszemcsék (0,01 mm) képviselnek, nagyobb részét azonban a gyakori utólagos kovásodás hozta létre. Karbonáttartalma — mely itt is elsősorban a karbonátos érhálózathoz kötődik — ingadozó, átlag 8,4%. A karbonátásványok között a felsőbb szintekben a dolomit, a nagyobb mélységben a kalcit van túlsúlyban. A dolomit átlagos mennyisége a pelites kőzetekben — a karbonátos képződményeknél tapasztalt arányhoz hasonlóan — a recski területen nagyobb, mint a hegység keleti szegélyén (10. táblázat). A kőzet járulékos ásványként kis mennyiségű szericitet, plagioklászt, a mélyebb szinteken dúsuló anhidritet és ritkán szideritet tartalmaz. Helyenként szerves (kőszenes) maradványok, gyakrabban *Radiolariák* is észlelhetők.

A pelites képződmények szürke, sávos változatában (1. típus), mely többnyire az összlet felsőbb szintjein helyezkedik el, gyakoriak a gyengén homokos—karbonátos mikrorétegek. A homokfrakció 0,1 mm-nél kisebb kvarcszemcsékből és muszkovitpikkelyekből, a karbonát uralkodóan dolomitból áll.

*9. táblázat*

**A karbonátásványok hozzávetőleges százalékos megoszlása a Sirok 1. sz. fúrás törmelékes kőzeteiben**

| Mélység (m) | Kalcit | Dolomit |
|---|---|---|
| 597,0 | 100,0 | |
| 597,0 | 100,0 | |
| 656,0 | 100,0 | |
| 656,0 | 100,0 | |
| 770,0 | 100,0 | |
| 774,0 | 100,0 | |
| 783,0 | 100,0 | |
| 836,0 | 76,3 | 23,7 |
| 882,0 | 100,0 | |
| 956,0 | 100,0 | |
| Átlag | 97,8 | 2,2 |

*10. táblázat*

**A karbonátásványok hozzávetőleges százalékos megoszlása a Recsk környéki triász időszaki törmelékes kőzetekben**

| Fúrás | Mélység (m) | Kalcit | Dolomit | Sziderit |
|---|---|---|---|---|
| Rm. 8. | 470,0 | | 100,0 | |
| | 491,0 | | 100,0 | |
| | 581,0 | | 100,0 | |
| | 603,7 | | 100,0 | |
| | 614,0 | | 100,0 | |
| | 633,2 | 61,4 | 38,6 | |
| | 643,2 | 69,8 | 30,2 | |
| | 680,0 | 23,7 | 76,3 | |
| | 739,0 | | 100,0 | |
| | 750,5 | 8,3 | 80,4 | 11,3 |
| | 759,0 | 27,3 | 72,7 | |
| | 817,0 | 100,0 | | |
| | 926,3 | 49,9 | 50,1 | |
| | 985,0 | 100,0 | | |
| | 1066,4 | | 100,0 | |
| | 1066,4 | 47,0 | 53,0 | |
| Átlag | | 30,5 | 68,8 | 0,7 |
| Rm. 28. | 834,0 | 83,2 | 16,8 | |
| Rm. 30. | 860,0 | 100,0 | | |
| Rm. 33. | 641,3 | 88,3 | 11,7 | |
| Rm. 49. | 948,0 | 100,0 | | |
| Átlag | | 80,4 | 19,5 | 0,1 |

*11. táblázat*

## Triász időszaki pelites kőzetek kémiai összetétele (%)

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 59,11 | 61,30 | | 62,51 | 39,53 | 55,15 | 50,60 | | | | | | | | | | | 64,54 | 69,17 | 67,93 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 1,01 | | 1,02 | 1,02 | 1,70 | 0,54 | | | | | | | | | | | 0,14 | 0,61 | 0,41 |
| $Al_2O_3$ | 19,33 | 19,15 | 17,91 | 15,51 | 17,29 | 20,86 | 19,51 | | 5,90 | 3,13 | 20,15 | 12,48 | | | 12,58 | | 13,24 | 13,64 | 13,86 | 12,59 |
| $Fe_2O_3$ | 1,78 | 0,99 | 5,73 | 3,65 | 1,52 | 5,83 | 5,78 | 4,61 | 4,42 | 0,47 | 4,15 | 3,29 | 4,72 | 4,85 | 0,41 | 1,38 | 0,41 | 0,29 | 0,10 | 1,83 |
| FeO | 5,34 | 4,48 | | 0,46 | 1,34 | 0,29 | 0,30 | 0,28 | 0,56 | 0,25 | 1,66 | 0,42 | 0,36 | 2,06 | 0,44 | 0,86 | 0,44 | 1,94 | 1,52 | 2,65 |
| MnO | 0,20 | 0,14 | | 0,09 | 0,40 | 0,04 | 0,07 | | | | | | | | | | | 0,07 | 0,17 | 0,03 |
| MgO | 2,86 | 2,33 | 4,03 | 1,96 | 2,64 | 0,90 | 0,31 | 0,62 | 1,83 | 0,25 | 2,99 | 2,07 | 0,53 | 6,79 | 4,39 | 7,14 | 1,87 | 0,61 | 2,92 | 1,42 |
| CaO | 0,70 | 0,67 | 9,93 | 2,42 | 13,29 | 1,25 | 6,63 | 1,30 | 3,10 | 0,35 | 9,11 | 1,43 | 0,73 | 11,31 | 16,87 | 29,27 | 4,90 | 5,87 | 2,82 | 3,79 |
| $Na_2O$ | 0,55 | 0,49 | 0,54 | 0,16 | 0,21 | 0,08 | 0,13 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 1,02 | 0,11 | 0,10 | 0,07 | 0,04 | 0,79 | 0,36 | 3,78 | 1,85 | 1,91 |
| $K_2O$ | 3,65 | 3,67 | 2,28 | 3,80 | 2,55 | 0,31 | 2,10 | 0,22 | 0,34 | 0,75 | 2,52 | 2,87 | 3,21 | 0,11 | 0,16 | 0,93 | 0,43 | 1,77 | 2,65 | 1,83 |
| $-H_2O$ | 0,34 | 0,71 | | 0,40 | 2,50 | 0,25 | 1,66 | | | | | | | | | | | 0,14 | 0,33 | 0,22 |
| $+H_2O$ | 4,65 | 4,93 | | 4,97 | 4,84 | 10,91 | 5,34 | | | | | | | | | | | 1,83 | 3,20 | 3,61 |
| $CO_2$ | 0,34 | 0,13 | 0,93 | 2,44 | 12,40 | 1,57 | 4,50 | 1,28 | 3,97 | 0,17 | 8,94 | 1,80 | 0,39 | 17,97 | 17,89 | 20,95 | 5,27 | 5,00 | 0,18 | 1,25 |
| $P_2O_5$ | 0,05 | 0,07 | | 0,08 | 0,10 | 0,24 | 0,23 | | | | | | | | | | | 0,08 | 0,08 | 0,07 |
| S | 0,05 | 0 | | 2,52 | 1,06 | 2,62 | 4,47 | 3,80 | | | 3,58 | | 3,46 | | | 0,64 | | 0,09 | 0,45 | 2,17 |
| $SO_3$ | | | | | | | 0,08 | | | | | | | | | | | 0 | 0,79 | |
| | 99,70 | 100,07 | | 101,99 | 100,69 | 101,00 | 102,28 | | | | | | | | | | | 99,79 | 100,73 | 101,71 |
| $-O$ | 0,02 | | | 1,26 | 0,53 | 1,31 | 2,23 | | | | | | | | | | | 0,04 | 0,22 | 1,08 |
| | 99,68 | | | 100,73 | 100,16 | 99,69 | 100,05 | | | | | | | | | | | 99,75 | 100,51 | 100,63 |

1. Sirok 1. sz. f. 597,0 m.
2. Sirok 1. sz. f. 656,0 m.
3. Sirok 1. sz. f. 836,0 m.
4. Recsk 8. sz. f. 470,0 m.
5. Recsk 8. sz. f. 643,2 m.
6. Recsk 8. sz. f. 759,0 m.
7. Recsk 8. sz. f. 817,0 m.
8. Rm. 8. sz. f. 491,0 m.
9. Rm. 8. sz. f. 603,7 m.
10. Rm. 8. sz. f. 614,0 m.
11. Rm. 8. sz. f. 633,2 m.
12. Rm. 8. sz. f. 680,0 m.
13. Rm. 8. sz. f. 739,0 m.
14. Rm. 8. sz. f. 750,5 m.
15. Rm. 8. sz. f. 926,3 m.
16. Rm. 8. sz. f. 985,0 m.
17. Rm. 8. sz. f. 1066,4 m.
18. Rm. 28. sz. f. 834,0 m.
19. Rm. 30. sz. f. 860,0 m.
20. Rm. 49. sz. f. 948,0 m.

Elemzők: 1., 2. Emszt M.—Soha I.-né 1967. 3. Soha I.-né—Dér I.-né 1967. 4—7., 20. Jankovits L.—Soha I.-né 1966. 18. Nemes L.-né—Guzy K.-né 1968. 19. Emszt M.—Soha I.-né 1969. MÁFI, 8—17. Ipari elemzések.

A pelites képződmények vegyi összetétele (11. táblázat) hűen tükrözi a fenti ásványos összetételt. A kötött víztartalom magas — átlag 4,92% —, melyhez jelentős alumínium- és szilícium-oxid-mennyiség is kapcsolódik, ez megfelel az uralkodóan agyagásványokból álló összetételnek. Szén-dioxid-tartalma 0,13—20,95%, de a 10%-ot ritkán haladja meg; ezzel arányosan ingadozik a kalcium-oxid mennyisége is. A magnézium-oxid-tartalom viszonylag egyenletes eloszlású, csak ritkán emelkedik meg vagy csökken a szén-dioxid mennyiségével arányosan. Ez arra utal, hogy a karbonátásvány uralkodóan kalcit, és a magnézium — legalábbis részben — az agyagásványok felépítésében vesz részt (klorit, montmorillonit). A nátrium-oxid-tartalom viszonylag alacsony, az 1%-ot ritkán haladja meg. Ez érték megfelel a röntgen-diffraktométeres vizsgálattal kimutatható általánosan elterjedt plagioklász mennyiségének. Ugyanakkor a gyakran 3%-ot is meghaladó káliumoxid-tartalom jelentős mennyiségű szericitet, ill. muszkovitot jelez.

*Pszammitos kőzetek*

A pszammitos kőzetek mennyisége alárendelt, vékony, ritkán 20 m-t megközelítő vastagságú rétegeik általában a pelites összletben jelennek meg. A hegység keleti peremének és Recsk környékének triász összlete között a pszammitos kőzetek mennyiségében is jelentős különbség mutatkozik. Míg a Sirok 1. sz. alapfúrásban a törmelékes képződmények 22,7%-át alkotják homokkőrétegek, addig a recski területen a pszammitos kőzetek aránya csak 3% körüli.

A két terület közötti különbség a kőzetkifejlődésben is megmutatkozik. A Sirok 1. sz. alapfúrásban a homokkő finomszemcsés, rétegzett. Fő elegyrésze a 0,02—0,1 mm átmérőjű kvarc, továbbá muszkovit, elvétve egy-egy plagioklász- illetve gránátszemcse. A muszkovitpikkelykék a rétegzettséggel párhuzamosan helyezkednek el. A kőzet kötőanyaga karbonát vagy agyagásvány, helyenként limonit (II. tábla 3.). E képződmény Pusztakőúttól északra a Nagy-Várhegyen törmelékben felszínen is megjelenik, konglomerátumpadok kíséretében. Itt durvább szemcsés kifejlődésű, osztályozatlan, 0,2—2,0 mm-es, vagy 1—2 mm-től több centiméterig terjedő nagyságú szemcsékből álló változatai egyaránt megtalálhatók. A törmelékszemcsék anyaga erősen koptatott kvarcit, kevesebb mészkő, radiolariás kovapala, finomszemcsés, csillámos homokkő, csillámpala, kovásodott agyagpala. Az erősen limonitosodott kőzet finomszemcsés részét tized milliméteres, kevésbé koptatott kvarcszemcsék, helyenként kevés muszkovit alkotja. Mivel e homokkő-konglomerátum a triász idősebb rétegeinek feldolgozott törmelékét tartalmazza, feltehetően az összlet fiatalabb szintjét képviseli.

Recsk környékén a kőzet sötétszürke, finomszemcsés. Az átlagos szemcseátmérő helyenként csupán néhány század milliméter, máshol 0,1—0,3 mm, ritkán 0,5 mm körüli. Elegyrészei között uralkodó a szögletes, gyengén koptatott kvarc, kevesebb a muszkovit, elvétve földpát, biotit, esetleg némi márga- és kvarcittöredék is meghatározható. A kőzet egy része agyagásványos—karbonátos—kovás, ez utóbbi valószínűleg másodlagos eredetű. Az agyagásvány röntgen-diffraktométeres meghatározás alapján kaolinit jellegű, helyenként kevés kloritot is tartalmaz.

*Kvarcit*

Recsk környékén a triász kőzetek gyakran változó mértékben kovásodtak. Esetenként a kovásodás teljes anyagkicserélődést idézett elő, úgy, hogy sem az eredeti kőzetszövet, sem az ásványos összetétel nem ismerhető fel. A kőzet ilyenkor 0,1—1,0 mm-es mozaikszerkezetű kvarcszemcsékből áll, ritkán kevés agyagásványt vagy karbonátot is tartalmaz.

*25. ábra.* Mészkőtörmelékből álló breccsa — Rm. 24. sz. fúrás, 690 m

*Textfig. 25.* Breccia consisting of limestone debris — borehole Rm. 24, 690 m







*26. ábra.* Agyagpala-, mészkő- és dolomittörmelékből álló breccsa — Rm. 24. sz. fúrás, 678m

*Textfig. 26.* Breccia consisting of shale, limestone and dolomite debris — borehole Rm. 24, 678 m

*Breccsa*

A triász kőzetekben — elsősorban Recsk környékén — többnyire tektonikus síkok mentén, néhány méter vastagságú breccsásodott szakaszok figyelhetők meg. A breccsa törmelékanyaga ritkán egynemű [mészkő (25. ábra), dolomit, elvétve agyagpala, melyet többnyire karbonátos anyag cementál]. Gyakoribb a néhány milliméteres — centiméteres —, esetenként deciméteres nagyságú, éles kontúrú, nem koptatott, a triász összlet szinte minden kőzetváltozatát tartalmazó breccsa, melynek kőzetösszetétele az előfordulási helytől függően változik. Kötőanyaga általában karbonátos, ritkábban agyagásványos vagy kovás (26. ábra; II. tábla 2.).

## c) Kontaktmetamorf képződmények

A triász összletben a benyomuló andezitapofizák, szubvulkáni andezittestek mentén gyakoriak a kisebb-nagyobb mennyiségben megjelenő kontaktmetamorf ásványok. Ezek elsősorban a karbonátos kőzetekben jelennek meg, de szórtan, alárendelt mennyiségben a pelitekben és magukban a vulkanitokban is kifejlődtek. E képződmények tulajdonképpen fiatalabbak, az eocén andezitbenyomulásokat követően alakultak ki, a triász kőzetekkel való szoros kapcsolatuk alapján azonban ismertetésük e helyütt válik szükségessé.

A szkarn képződése elsősorban az andezittestek kontaktusán, diffúziós hatásokra jött létre, gyakran szimmetrikus, esetenként zónás felépítésben. Jelentős azonban az infiltrációs folyamatok szerepe is, melyet a benyomuló kőzet erős tektonizáló hatása, a környező összlet összetöredezése nagymértékben fokozott. Így az andezittestektől nagyobb távolságban, többnyire vékonyabb sávokban, változóan zónás szkarn képződmények keletkeztek.

A kontakt ásványok mennyiségi és minőségi eloszlása igen változatos. Egyes szintekben csak elszórtan észlelhető a kristályos karbonátban néhány kontakt eredetű ásvány (gránát, piroxén). Másutt a szórtan kevés kontaktmetamorf ásványt tartalmazó mészkőben néhány — általában jól elhatárolható — erősen átalakult részlet figyelhető meg. A kontakt hatás fokozódásával a kőzet kifejlődése centimétereken belül is változik: a különböző szemcsenagyságú kristályos mészkőtől a csaknem kizárólag metamorf ásványból álló kőzetig. Itt az átalakulás módja teljesen szabálytalan, sávos, gócos; a kontakt ásványokból és kristályos karbonátból álló mezők látszólag breccsás szöveti képet adnak a képződménynek. Végül az andezittestek közelében 10—30 m-es szakaszokban a karbonát mennyisége erősen csökken, szélső esetben a kőzet csaknem karbonátmentessé válik, s a kontaktmetamorf ásványok túlsúlyával kialakulnak a szkarn-kőzetek (XI. tábla 1—4.). E képződményekben a gránát, diopszid, epidot, wollastonit, alkáliamfibol (krokidolit) kőzetalkotó mennyiségben jelenik meg. Ezen ásványok mennyiségének aránya igen változó, az uralkodó elegyrész alapján wollastonitos, gránátos, piroxénes, epidotos és amfibolos típus különböztethető meg.

A *wollastonitos* típus ereket, csomókat alkot az átkristályosodott mészkőben, gyakori kísérő ásványa a laumontit.

A *gránátos* típus aprószemcsés, kemény kőzet, gránáttartalma helyenként a 90%-ot is meghaladja. Uralkodó ásványa a grosszulár, ritkábban az andradit.

A *piroxénes* típus világoszöld, szemcsés, a piroxén csomókat—ereket alkot a gyakran erősen kovás anyagban. Kísérő ásványai a klinozoizit, amfibol, andradit, vezuvián.

*12. táblázat*

**A kontaktmetamorf ásványok megoszlása az Rm. 32. sz. fúrás kőzeteiben röntgen-diffraktométeres vizsgálat alapján**

| Mélység m | Kőzet | Gránát | Diopszid | Epidot | Wollastonit | Na-amfibol | Klorit-félék | Anhidrit | Szillimanit | Talk, szerpentin |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 101,0 | tufit | | | | | | | + | | |
| 230,0 | agyagpala | | | | | | | + | | |
| 287,0 | agyagpala | | | | | | | + | | |
| 429,0 | mészkő | + + | + + | + | | | | | | |
| 432,0/a | mészkő | + | + | + | | | | | | |
| 432,0/b | mészkő | + + | + + + | + | + + + | + + | + + | | + | |
| 432,0/c | mészkő | + + | + + + | + | + + + | + + | + + | | | |
| 432,0/d | mészkő | + | + + | + | + + + | + + + | + + + | | | |
| 435,0 | mészkő | | + | | + + + + | | | | | |
| 439,9 | mészkő | + | + | | + | | + + + | | | |
| 446,0 | mészkő | + + | + | + + + | | + | + + + | | | |
| 479,0 | mészkő | | | | | + | | | | |
| 493,0 | mészkő | | | | | + | | | | |
| 513,0/a | mészkő | + + | + | + | + + | | + | + + + + | | |
| 513,0/b | mészkő | + + + | | | | + | | + + + + | | |
| 521,0 | andezit | + + | + | + + | + | + | + | | | |
| 527,0 | mészkő | + | + + + | + + | + | | | + + | | |
| 530,0 | mészkő | + + + | + | + | + + + | | + + | + | | |
| 579,0 | piroklasztikum | + | | | | + | | + | | |
| 586,9 | mészkő | | + | + | + | + | | + | | |
| 592,0 | dolomitos mészkő | + | | | | + | | + | | |
| 596,0 | mészkő | + + + | + + + | | + + | | | + + + | + | |
| 600,0 | andezit | + | + | | | + | | | | |
| 632,0 | dolomitos mészkő | + | | | + | + | | + + + + | | |
| 638,6 | dolomitos mészkő | + | + | + | | | + + | + + + | | + + + |
| 653,0 | dolomitos mészkő | + | | + | + | | | | | |
| 672,5 | dolomitos mészkő | + | + | | | + | + + + | | | |
| 693,0 | dolomitos mészkő | + + + | + + | + + | | + | | + + | | |
| 712,0 | dolomitos mészkő | + + | | | + + | | | | | + + |
| 731,0 | szkarn | + + + | + + + + | + + | | | | + + + | | |
| 761,3 | andezit | + | | | | | | + | | |

*12. táblázat folytatása*

| Mélység m | Kőzet | Gránát | Diopszid | Epidot | Wollastonit | Nagyamfibol | Kloritfélék | Anhidrit | Szillimanit | Talk, szerpentin |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 771,0 | szkarn | | | | | + | ++ | ++++ | | |
| 786,5 | andezit | + | | | ++ | | | +++ | | |
| 806,0 | szkarn | | | | | ++ | +++ | ++++ | | |
| 821,0 | agyagpala | | | | | | | +++ | | |
| 851,0 | agyagpala | | | | | | | ++++ | | |
| 900,5 | andezit | | | + | | | + | ++ | | |
| 938,0 | andezit | | | | | | ++ | ++++ | | |
| 953,0 | szkarn | | ++ | ++ | ++ | ++ | | ++++ | | |
| 958,0 | szkarn | +++ | +++ | | + | + | | ++++ | + | |
| 980,5 | mészkő | + | | | + | | | | + | |
| 990,0 | szkarn | +++ | ++ | + | | | + | ++++ | + | |
| 1138,0 | mészkő | | | | | | | | | ++ |
| 1162,0 | mészkő | | | | | | +++ | ++ | | |
| 1172,0 | mészkő | +++ | ++ | | +++ | | | | | |
| 1184,7 | andezit | | | | + | | +++ | +++ | | |
| 1188,5 | mészkő | ++ | + | + | ++++ | | | | | |
| 1218,0 | mészkő | ++ | + | | +++ | | | | | |

Az *epidotos* típus világos pisztáciazöld, gyakran foltokban anhidritet, karbonátereket tartalmaz.

Az *amfibolos* típus erek, csomók alakjában jelentkezik, kísérő ásványai az epidot, klinozoizit, diopszid.

Az egyes típusok — melyek fent felsorolt sorrendje egyben a képződési hőmérséklet csökkenését is jelzi — ritkán jelennek meg tisztán. A kontakt ásványok igen változatos társulásával létrejött típusok gyakran centiméterekben belül váltakozva, egymás mellett fejlődtek ki. Az elegyrészek minőségi és mennyiségi eloszlását az Rm. 32. sz. fúrás anyagából készült röntgen-diffraktométeres vizsgálati eredmények szemléltetik (12. táblázat). Megállapítható, hogy az egyes kőzetmintákban kisebb-nagyobb mennyiségben csaknem valamennyi — korábban felsorolt — kontaktmetamorf ásvány megtalálható. Olyan kőzetváltozat, melyben egyik vagy másik elegyrész erősen dominál, viszonylag ritkán fordul elő (435,0 m wollastonit). Leggyakoribb a gránát-diopszid szirt, több-kevesebb wollastonittal, epidottal és alkáliamfibollal. Az epidot és krokidolit kis mennyiségben igen elterjedt, ritkán található azonban nagyobb koncentrációban.

Az említett kontaktmetamorf ásványok nagy része — kis mennyiségben — a pelites és vulkáni eredetű kőzetekben is megjelenik. Az agyagpala a kontaktusok közelében szórtan néhány alkáliamfibol-, gránát-, epidot-, piroxén-,

wollastonitszemcsét tartalmaz. Az eruptív kőzetekben gócokban, vagy a színes elegyrészek helyén található némi gránát, diopszid, epidot, krokidolit, elvétve szillimanit, wollastonit (X. tábla 3—4.).

A kőzetátalakító folyamatok a hőmérséklet csökkenésével is folytatódtak, a már szkarnosodott kőzeteket további hidrotermás hatások érték. Ezek eredményeként képződött a helyenként jelentős mennyiségű klorit, a ritkán fellépő szerpentin, az általános pirithintés, továbbá az erekben és gyakran hintetten is található — néhol erősen dúsuló — anhidrit (IX. tábla 4.).

A kőzetek vegyi összetétele (13. táblázat) híven tükrözi a fenti ásványos összetételt.

Szén-dioxid-tartalmuk ingadozó, 0,5—18% közötti, az ehhez kötött karbonát (kalcit) 1—41%. A kén-trioxid mennyisége helyenként az 5%-ot is meghaladja, ami közel 10%-nyi anhidritnek felel meg. A kötöttvíz-tartalom — a helyenként dúsuló kloritváltozatok megjelenésének megfelelően — szintén erősen változó, 0,3—5,9% közötti. A klorithoz kapcsolódik a magnézium-oxid nagy része is. Feltűnően magas a kőzetek kalcium-oxid-tartalma, amely az alumínium-oxidhoz (grosszulár), kisebb mennyiségben a ferri-oxidhoz (andradit) vagy magnézium-oxidhoz (diopszid) kapcsolódva a kőzetek uralkodóan gránátos—piroxénes kifejlődését okozza. Az alkáliatartalom általában csekély, néhány tized százalék, egy-két mintában azonban a nátrium-oxid jelentős mennyisége (2,52—4,35%) a kőzet amfibolos (krokidolitos) kifejlődését jelzi.

*13. táblázat*

**A kontaktmetamorf képződmények kémiai összetétele (%)**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 41,99 | 20,02 | 37,09 | 30,69 | 41,97 | 39,87 | 46,96 | 56,81 |
| $TiO_2$ | 0,42 | 0,32 | 0,13 | 0,33 | 0,45 | 0,63 | 0,70 | 0,74 |
| $Al_2O_3$ | 14,60 | 7,22 | 8,30 | 7,88 | 9,96 | 9,95 | 10,58 | 10,30 |
| $Fe_2O_3$ | 5,09 | 1,36 | 11,04 | 9,38 | 5,55 | 2,45 | 2,36 | 0,31 |
| FeO | 2,69 | 0,74 | 0,81 | 0,99 | 3,46 | 1,32 | 2,92 | 3,98 |
| MnO | 0,20 | 0,18 | 0,27 | 0,27 | 0,68 | 0,28 | 0,26 | 0,17 |
| MgO | 4,61 | 14,91 | 3,58 | 9,00 | 9,87 | 6,36 | 8,43 | 9,03 |
| CaO | 22,76 | 27,74 | 32,21 | 17,24 | 24,45 | 18,97 | 18,67 | 11,68 |
| $Na_2O$ | 0,71 | 0,05 | 0,10 | 0,42 | 0,13 | 0,41 | 2,52 | 4,35 |
| $K_2O$ | 0,40 | 0,07 | 0,07 | 0,52 | 0,09 | 0,86 | 0,16 | 0,24 |
| $-H_2O$ | 0,15 | 0,54 | 0,09 | 0,40 | 0,47 | 1,06 | 0,88 | 0,34 |
| $+H_2O$ | 2,70 | 5,88 | 0,32 | 5,58 | 1,45 | 3,58 | 1,29 | 1,92 |
| $CO_2$ | 1,11 | 17,99 | 0,55 | 8,15 | 0,50 | 13,93 | 4,14 | 0,53 |
| $P_2O_5$ | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,03 | 0,10 | 0,06 | 0,10 | 0,07 |
| S | 4,63 | 0,92 | 0,27 | 7,53 | 0,44 | 2,10 | 0,73 | 0,32 |
| $SO_3$ | | 1,91 | 5,16 | 5,41 | 0,09 | | | |
| | 102,15 | 99,92 | 100,09 | 103,82 | 99,66 | 101,83 | 100,71 | 100,79 |
| $-O$ | 2,31 | 0,46 | 0,13 | 3,76 | 0,22 | 1,05 | 0,37 | 0,16 |
| | 99,84 | 99,46 | 99,96 | 100,06 | 99,44 | 100,78 | 100,34 | 100,63 |

1. Rm. 15. sz. f. 1222,0 m.
2. Rm. 32. sz. f. 439,9 m.
3. Rm. 32. sz. f. 731,0 m.
4. Rm. 32. sz. f. 806,0 m.
5. Rm. 32. sz. f. 994,0 m.
6. Rm. 39. sz. f. 1262,0 m.
7. Rm. 39. sz. f. 1272,8 m.
8. Rm. 39. sz. f. 1291,0 m.

Elemzők: 1., 6—8. Jankovits L.—Soha I.-né 1969. 2—5. Emszt M.—Soha I.-né 1969. MÁFI.

# III. HARMADIDŐSZAK

## 1. Eocén

### a) Eocén üledékes képződmények

Eocén üledékes képződmények csak a hegység ÉK-i előteréből, Recsk—Parádfürdő környékéről ismertek, a triász időszaki összletre települve. A mélyfúrások a biotitos amfibolandezit fekvőjében, az összleten belül, és annak fedőjében is feltárták több helyen kisebb eróziós foszlányokban (27. ábra).

Az eocén üledékes összleten belül öt rétegcsoport különböztethető meg:

— alapkonglomerátum és szárazföldi tarkaagyag;
— lithothamniumos—nummuliteszes mészkő;
— glaukonitos, andezittörmelékes homokkő;
— agyagmárga (budai márga);
— agyagmárga (MAJZON-féle 6. szint).

Ezek a rétegcsoportok nem határolódnak el egymástól élesen, gyakran ismétlődve, egymásba települve, eruptív kőzetekkel váltakozva fejlődtek ki.

Az összlet korát az alapkonglomerátum és tarkaagyag kivételével faunatartalma alapján sokáig alsóoligocénnek tekintették (ROZLOZSNIK P. 1939, MAJZON L. 1950), bár ID. NOSZKY J. (1927) már felvetette, SCHRÉTER Z. (1941) pedig bizonyította a felsőeocénbe tartozását. MAJZON L. (1960) további vizsgálatai alapján az összletet felsőeocén korúnak tartjuk.

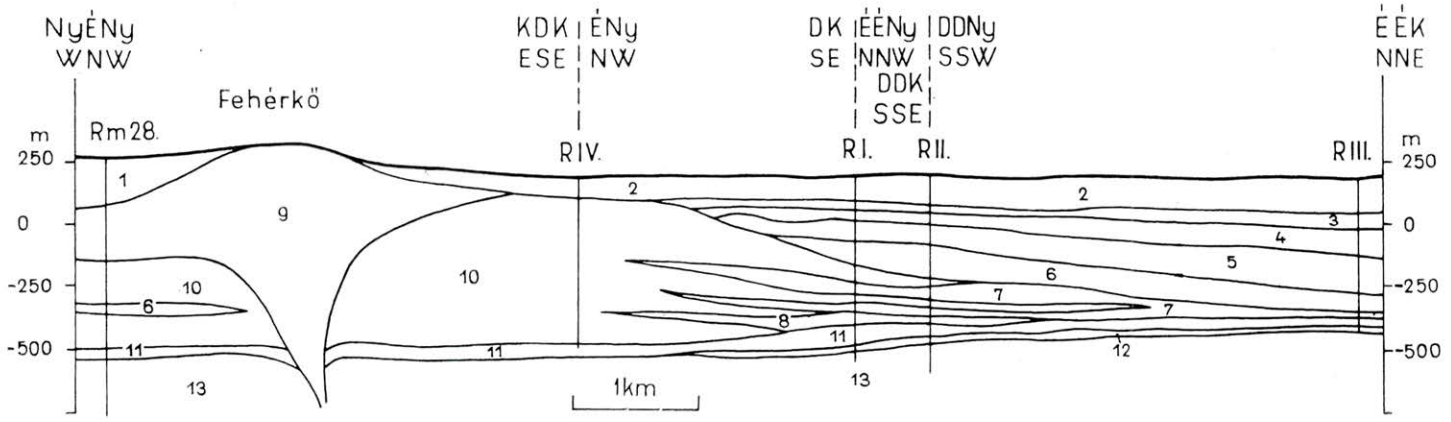
*Alapkonglomerátum és szárazföldi tarkaagyag*

Csak mélyfúrásból ismert képződmény (Recsk I. és Recsk II. sz. fúrás). A triász kőzetek erodált felszínére települ, fedője a felsőeocén lithothamniumos mészkő. Így — bár kora fauna hiányában nem határozható meg pontosan — felsőeocénben való keletkezése valószínűsíthető.

Anyaga vörös, szürke és zöld agyag, melynek vastagsága 3 m körüli (R. I. 709,9—712,6 m), és erre települő barnásszürke, túlnyomóan triász kőzetek feldolgozott kőzettörmelékéből álló, 6 m körüli vastagságú konglomerátum (R. I. 704,2—709,9 m).

*Lithothamniumos—nummuliteszes mészkő*

Mélyfúrásokból és a felszínről egyaránt ismert képződmény. Települési módja igen változatos. Parádfürdőtől ÉNy-ra az Rm. 28. sz. fúrásban éles határral a triász agyagpalára települ, fedője a rétegvulkános biotitos amfibolandezit-összlet. Kelet felé haladva, Mátraderecske és Recsk környékén, kisebb foszlányai ugyanakkor a biotitamfibolandezit-összletre települnek. Az újabb fúrásos kutatások szerint (Rm. 7. sz. mélyfúrás) a biotitamfibolandezit fedőjét egyes pontokon szintén priabonai faunát tartalmazó andezittufával és andezittörmelékkel kevert lithothamniumos mészkő és márga alkotja (XII. tábla 1—4.). A Recsk I. és II. sz. fúrásban feküje az alapkonglomerátum, fedője pedig agyagmárga (budai márga). Recsktől ÉK-re, a Recsk III. sz. fúrás rétegsorában, ahol az alapkonglomerátum és szárazföldi tarkaagyag nem volt kimutatható, a triász képződményekre települ, alsó szintjében (608,0—610,25 m)




*27. ábra.* Az eocén és oligocén rétegösszlet vázlatos szelvénye Recsk környékén (kétszeres túlmagasítás)

*1.* Oligocén rétegek általában, *2.* agyagmárga (1. szint), *3.* agyagmárga (2. szint), *4.* agyagmárga (3. szint), *5.* agyagmárga tufás betelepülésekkel (4. szint) (*1—5.* rupéli emelet), *6.* agyag tufás betelepülésekkel (5. szint; lattorfi emelet) (*1—6.* oligocén); *7.* agyagmárga (*6.* szint), *8.* márga, agyagmárga, budai márga, *9.* biotitamfibolandezit láva, *10.* biotitamfibolandezit piroklasztikumok, *11.* lithothamniumos mészkő, *12.* alapkonglomerátum (*7—12.* eocén); *13.* mészkő, agyagpala (triász)

*Textfig. 27.* Schematical profile of the Eocene and Oligocene sequence in the vicinity of Recsk (vertical scale exaggerated twice)

*1.* Oligocene at large, *2.* clayey marl (Horizon 1), *3.* clayey marl (Horizon 2), *4.* clayey marl (Horizon 3), *5.* clayey marl with interbedded tuff layers (Horizon 4) (*1* to *5.* Rupelian), *6.* clay with interbedded tuff layers (Horizon 5; Lattorfian) (*1* to *6.* Oligocene); *7.* clayey marl (Horizon 6), *8.* marl, clayey marl, Buda marl, *9.* biotite-hornblende andesite, lava, *10.* biotite-hornblende andesite, pyroclastics, *11.* Lithothamnium limestone, *12.* basal conglomerate (*7* to *12.* Eocene); *13.* limestone, shale (Triassic)

azonban radiolarittörmeléket tartalmaz. Fedője itt barnássárga agyagmárga (6. szint). Vastagsága nyugaton viszonylag csekély (Rm. 28. sz. fúrásban 36 m), K, illetve ÉK felé növekvő (R. II. sz. fúrásban 69,35 m, R. III. sz. fúrásban 60,55 m). Helyenként azonban valószínűleg a fekü térszíni egyenetlenségének következtében az összlet kiugróan vastag (R. I. sz. fúrásban 98,3 m).

A rétegcsoportot a felszínen vörösbarna, a mélyfúrásokban sötétszürke biogén mészkő alkotja. Gyakran tartalmaz néhány század milliméteres kvarcszilánkokat, vagy több centiméteres triász kőzettörmeléket (radiolaritos mészkő, márga, agyagpala). A mélyfúrásokban több helyen megfigyelhetők a mészkőben a fedőjét képező budai márgával azonos anyagú betelepülések, felszíni feltárásaiban pedig a glaukonitos homokkővel fogazódik össze.

Kora Vitálisné Zilahy L. és Jámborné Kness M. mikropaleontológiai vizsgálatai alapján, melyeket az Rm. 28. sz. fúrás anyagából végeztek, alsópriabonai (14. táblázat; VIII. tábla 1—4.).

A Fehérkő ÉK-i lejtőjén, kisebb eróziós roncsokban vulkáni kőzettörmeléket tartalmazó vörös homokkő bukkan felszínre. Török K. (1969) szerint anyaga vasas kötőanyagú kvarchomokkő, melybe explóziós működésből származó vulkáni anyag ágyazódik. A fenti szerző ezt a képződményt a lithothamniumos mészkő heteropikus, litorális fáciesének tekinti.

*Glaukonitos, andezittörmelékes homokkő*

Csak a felszínről ismert képződmény. A Lahóca-tetőn és a mátraderecskei malom környékén a lithothamniumos mészkővel összefogazott településben fejlődött ki, így kora a mészkőével azonosítható. A homokkő elterjedése azonban annál nagyobb, kisebb foszlányokban az andezitre települve megtalálható még a Lahóca ÉNy-i nyúlványain és keleti, 319 m-es kúpja alatt, a Kanázsvár nyugati oldalán, a Hegyes-tető — Veresagyag-bérc keleti oldalán, továbbá a Vadalmás és Hegyeskő környékén. Vastagsága 10—15 m. Anyaga glaukonitos, meszes homokkő, ritkábban homokos márga, konglomerátum. Gyakran tartalmaz változó mennyiségű andezittörmeléket, kvarcbipiramisokat. Török K. (1969) vizsgálatai szerint ez a képződmény tulajdonképpen homokos—márgás—meszes tufit, melyben a tufaanyag és az üledékes eredetű kőzet mennyisége szakaszosan változó arányú. A vulkáni anyagot főleg lapillik képviselik. Ezek anyaga a biotitos amfibolandezitnél savanyúbb, mivel az andezitben szabad kvarc csak elvétve található, a lapillik viszont elég sok kvarcszemcsét tartalmaznak, ez dácitos jellegére utal. Törmelékanyagában gyakoriak a kisebb-nagyobb triász mészkő- és kvarcszemcsék is.

*Agyagmárga, márga (budai márga)*

A mélyfúrások által feltárt, változatos településű rétegcsoport. A Lahócától nyugatra a rétegvulkános felépítésű biotitos amfibolandezit-összlet alsó szakaszában található, fekvője finomszemcsés andezittufa, fedője finomszemcsés tufit (Rm. 28. sz. fúrás). A Lahócától DK-re a lithothamniumos mészkőre települ, fedője a Majzon-féle 6. *Foraminifera*-szint agyagmárgájának vulkáni kőzetekkel keveredett változata (R. I. és II. sz. fúrás). ÉK felé kiékelődik, a Recsk III. sz. fúrás rétegsorában már nem volt kimutatható. Vastagsága is erősen ingadozó, az Rm. 28. sz. fúrásban 14,3 m, az egymáshoz közel, alig száz méterre telepített R. I. és II. sz. fúrásban pedig 48, illetve 27 m.

Anyaga nyugaton (Rm. 28. sz. fúrás) világosszürke, helyenként sötétebb

*14. táblázat*

**Az eocén rétegösszlet faunája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Alga | | | | | | | | | | | | | |
| *Lithothamnium ramosissimum* Reuss | | | | | | | | | | | | + | |
| Foraminifera | | | | | | | | | | | | | |
| *Rhabdammina abyssorum* M. Sars | + | + | | + | + | + | + | | | | | | |
| *Glomospira charoides* (d'Orb.) | | | | | + | | | | | | | | |
| *Frankeina variabilis* (Brady) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Cyclammina latidorsata* Born. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Cyclammina placenta* (Reuss) | + | + | | + | + | + | | | | | | | |
| *Textularia carinata* d'Orb. | + | | | + | + | + | | | | | | | |
| *Vulvulina capreolus* (d'Orb.) | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Vulvulina haeringensis* (Gümbel) | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Vulvulina subflabelliformis* (Hantk.) | + | | | + | + | + | | | + | + | + | | |
| *Clavulinoides szabói* (Hantk.) | | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Clavulina cylindrica* Hantk. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Karreriella hantkenina* Cushman | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Karreriella siphonella* (Reuss) | | | | + | + | | | | | | | | |
| *Miliola* sp. | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Triloculina tricarinata* d'Orb. | | | | | | | + | | | | | | |
| *Pyrgo ringens* (Lam.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Pyrgo* sp. | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Idalina* sp. | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Cornuspira involvens* Reuss | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus cultratus* Montf. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus rotulatus* (Lam.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina fragaria* (Gümb.) | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Marginulina glabra* d'Orb. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dentalina soluta* Reuss | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nodosaria exilis* Neug. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nodosaria latejugata* Gümb. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nodosaria radicula* (L.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Saracenaria arcuata* (d'Orb.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Globulina gibba* d'Orb. | | | | + | | + | | | | | | | |
| *Glandulina laevigata* d'Orb. | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nonion commune* (d'Orb.) | | | | | | | + | + | | | | | |
| *Nonion umbilicatulum* (Montagu) | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Polystomella granosa* d'Orb. | | | | | | + | | | | | | | |
| *Operculina alpina* Douvillé | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Operculina* cf. *granulosa* Gümb. | | | | | | | | | | | | + | |

*14. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Operculina* sp. | | | | | | | + | | | | | | |
| *Operculinella vaughani* (CUSHMAN) | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Spiroclypeus carpaticus* UHLIG | | | | | | | | | | + | | | |
| *Alveolina* sp. | | | | | | + | | | | | | | |
| *Borelis vonderschitti* (SCHWEIGH.) | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Bulimina truncana* GÜMB. | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Bolivina budensis* (HANTK.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Uvigerina pygmaea* D'ORB. | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Gyroidina soldanii* D'ORB. | + | + | + | + | + | + | | | | | | | |
| *Eponides schreibersii* (D'ORB.) | | | | + | + | | | | | | | | |
| *Eponides umbonatus* (REUSS) | | + | | + | | | | | | | | | |
| *Pulvinulina concentrica* PARK. et JON. | | | | | | + | | | | | | | |
| *Rotalia lithothamnica* UHLIG | | | | | | | + | | + | + | + | | |
| *Rotalia umbilicata* (HANTK.) | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Asterigerina bimammata* (GÜMBEL) | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Asterigerina rotula* (KAUFMANN) | | | | | | + | + | + | + | + | + | | |
| *Pellatispira* sp. | | | | | | + | | | | | | | |
| *Cassidulina subglobosa* BRADY | | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Chilostomella cylindroides* REUSS | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Chilostomella eximia* FRANZ. | + | | | | | | | | | | | | |
| *Pullenia quinqueloba* REUSS | | | | + | | | | | | | | | |
| *Pullenia sphaeroides* (D'ORB.) | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Globigerina ampliapertura* BOLLI | | | | | | | | | + | | | | |
| *Globigerina bulloides* D'ORB. | + | + | + | + | + | + | | | | | | | |
| *Globigerina corpulenta* SUBBOTINA | | | | | | | | | + | | | | |
| *Globigerina officinalis* SUBBOTINA | | | | | | | | | + | | | | |
| *Globigerina ouachitaensis* HOWE et WALLACE | | | | | | | | | + | | | | |
| *Globigerina tripartita* KOCH | | | | | | | | | + | | | | |
| *Globorotalia* (*Turborotalia*) *centralis* CUSHM. et BERM. | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Anomalina affinis* (HANTK.) | | | | + | + | | | | | | | | |
| *Anomalina cryptomphala* (REUSS) | + | + | | + | | | | | | | | | |
| *Anomalina grosserugosa* GÜMB. | + | + | | + | + | | | + | | | | | |
| *Planulina costata* (HANTK.) | | | | + | | | | | | | | | |
| *Cibicides costatus* (FRANZ.) | + | + | | + | + | + | | | | | | | |
| *Cibicides lobatulus* (WALK. et JAC.) | + | | | + | | | | + | | | | | |
| *Cibicides propinquus* (REUSS) | + | + | | + | + | + | | | | | | | |
| *Cibicides ungerianus* (D'ORB.) | + | + | | + | | | | | | | | | |
| *Gypsina globula* REUSS | | | | | | + | | | | | | | |

*14. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Sphaerogypsina globula* (Reuss) | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Europertia cristata* (Gümbel) | | | | | | | | | | + | + | | |
| *Discocyclina* sp. | | | | | | | | | | + | + | | |
| *Orthophragmina patellaris* Schl. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Orthophragmina* sp. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Nummulites chavannesi* de la Harpe | | | | | | | | | | + | | | |
| *Nummulites* ex gr. *stellatus* Roreda | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Nummulites fabianii* (Prever) | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Nummulites incrassatus* de la Harpe | | | | | | + | + | + | + | + | | | |
| *Nummulites intermedius* d'Arch. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Discolithina* sp. | | | | | | | | | + | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | | | | | |
| *Spondylus radula* Lam. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Pecten thorenti* d'Arch. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Pecten* sp. | | | | | | | | | | | | | + |
| *Ostrea* sp. | | | | | | | | | | | | + | |
| Brachiopoda | | | | | | | | | | | | | |
| *Terebratulina caput serpentis* L. | | | | | | | | | | | | | + |
| Echinoidea | | | | | | | | | | | | | |
| *Echinolampas subellipticus* Pom. | | | | | | | | | | | | + | |
| *Echinolampas* sp. | | | | | | | | | | | | | + |

1. Recsk I. sz. f. 375,25—557,85 m 6. szint
2. Recsk II. sz. f. 419,90—559,85 m 6. szint
3. Recsk III. sz. f. 544,80—549,70 m 6. szint
4. Recsk I. sz. f. 557,85—605,90 m agyagmárga
5. Recsk II. sz. f. 559,85—586,85 m agyagmárga
6. Recsk I. sz. f. 605,90—704,20 m lithothamniumos mészkő
7. Recsk II. sz. f. 586,85—656,20 m lithothamniumos mészkő
8. Recsk III. sz. f. 549,70—608,0 m lithothamniumos mészkő

} Majzon L. 1950

9. Rm. 28. sz. f. 597,6—611,9 m márga
10. Rm. 28. sz. f. 762,8 m mészkő
11. Rm. 28. sz. f. 765,3—768,4 mészkő

} Vitálisné Zilahy L. 1968 (in Csillagné 1968d)

12. Mátraderecske, malom, lithothamniumos mészkő
13. Lahóca keleti 319 m-es kúpja alatt, homokkő

} Noszky J. 1927

árnyalatú, finomszemcsés márga. Rétegenként változó mennyiségű, néhány század milliméteres kvarcszemcsét és muszkovitpikkelykét, valamint sok ősmaradványt *(Foraminifera)* tartalmaz. Karbonátja uralkodóan kalcit, de a röntgen-diffraktométeres vizsgálattal nyomokban dolomit is kimutatható. Az összlet kora Vitálisné Zilahy L. *Foraminifera*-vizsgálatai alapján felsőpriabonai (14. táblázat).

A Lahócától DK-re (R. I. és II. sz. fúrás) agyagtartalma fokozódik, szürke, ill. kékesszürke agyagmárga alakjában fejlődik ki, melynek faunája Majzon L. (1950, 1960) szerint a budai márgáéval azonosítható.

*Agyagmárga*

Típusos, a bükkszéki és szajlai mélyfúrásokkal feltárt agyagmárgával azonosítható változata csak igen kis vastagságban mutatható ki Recsktől ÉK-re, ahol a R. III. sz. mélyfúrásban 4,9 m vastagságú barnássárga agyagmárgaréteg képviseli. Nyugat felé az összlet jelentős mértékben kivastagodik, kifejlődése azonban az előbbiektől eltérő: A R. I. és II. sz. fúrás rétegsorában a 182,6, ill. 139,95 m-es vastagságot is eléri, de ennek a nagy vastagságú összletnek csak kis hányadát (18,55 m, ill. 41,40 m) alkotják a Bükkszék környéki 6. szintbe tartozó agyagmárgával azonos *Foraminifera* faunát tartalmazó, többszörösen ismétlődő vékony, kékesszürke, kemény, palás, néhol kovásodott agyagmárga-rétegek. Az összlet zömét vulkáni anyag építi fel, mely Rozlozsnik P. (in Majzon L. 1950) meghatározása szerint andezittufa, illetve tufit. A Lahóca környezetében (R. IV. sz. fúrás) — mely valószínűleg a biotitos amfibolandezit-összlet kitörési centrumát képviseli — a vékony agyagmárga-rétegek már nem találhatók meg a vulkáni összletben, ugyanígy a Lahócától nyugatra, az Rm. 28. sz. fúrásban is hiányoznak.

## b) Eocén biotitos amfibolandezit

A Mátra hegység területén és közvetlen környezetében a legidősebb intermedier jellegű vulkáni képződmény a Parádfürdő és Recsk környékén felszínre bukkanó eocén andezitösszlet. Felszíni elterjedése kb. 25 km² területre korlátozódik a Fehérkő—Sima-hegy—Lahóca—Kanázsvár, továbbá a Tarna völgyétől délre a Veresvár—Hegyes-hegy—Veresagyag-bérc területén. A környező oligocén képződmények alatt a mélyfúrások tanúsága szerint lényegesen nagyobb területre terjed ki. Jelenleg nyugaton Parád vonaláig (Rm. 28.), északon Mátraderecskéig (Rm. 18.), keleten a Vadalmás területéig (Rm. 7.) ismert. Dél felé, a tortonai rétegvulkáni andezitkomplexum alatt előfordulási határa jelenleg — fúrási adat hiányában — bizonytalan. Jelentős kiterjedésére utal azonban, hogy mélységi szubvulkáni változata zárványként a középső andezitösszlet képződményeiben Domoszló—Kisnána környékéig megtalálható.

A terület földtani kutatása hosszú múltra tekint vissza. A kutatók érdeklődését elsősorban a középkortól ismert, és kisebb megszakításokkal máig is termelés alatt álló arany—ezüst—rézérc-előfordulás keltette fel. A múlt századi ismertetések, melyek sorát Mauritz B. (1909) ma is alapvető értékű tanulmánya zárta le, a kor tudományos szemléletének megfelelően túlnyomóan petrográfiai jellegűek. A vulkáni összlet sztratigráfiai helyzetének, korának megállapítására irányuló földtani vizsgálatok e században indultak meg. Id. Noszky J. (1927) meghatározta az andezitre települő faunatartalmú mészkő- és homokkőrétegek alapján a biotitamfibolandezit alsóoligocén vagy felsőeocén korát. A későbbi mélyfúrásos kutatások az eocén üledékes és vulkáni képződmények váltakozását tárták fel. Az eruptív összlet általában — néhány méteres, a fekvő képződmények felaprózódott darabjaiból álló törmelékes szint közbeiktatásával — a triász alaphegység denudált felszínére települ. Helyenként azonban a vulkáni kőzetek feküjében eocén lithothamniumos mészkő és márga települ (Rm. 12., 28., 34., R. I., II. sz. fúrások). A Lahóca környékén viszont a lithothamniumos mészkő az andezitösszletre települve is megtalálható. Ez a települési helyzet arra utal, hogy a vulkáni tevékeny-

ség már a lithothamniumos mészkő képződése előtt megindult, és az üledékképződési időszakban is folytatódott. A vulkáni összletre települő rétegsort váltakozva mészkő és homokkő alkotja, ami kis mélységű, partközeli üledékfelhalmozódást valószínűsít. A vulkáni tevékenység elhúzódását és területenként változó intenzitását számos adat jelzi. Az előfordulási terület nyugati részén a lithothamniumos mészkő keletkezése után erős vulkáni tevékenység zajlott le, ezt ismételt üledékes kőzetképződés (felsőpriabonai márga), majd az eruptív összlet zömének felhalmozódása követte (Rm. 28. sz. fúrás). A Lahócától DK-re az alsó eruptív szint nem fejlődött ki, a mészkőre közvetlenül agyagmárga („budai márga") települt, és csak ezt követte a vulkáni anyagszolgáltatás (Recsk I. és II. sz. fúrás), ami a nyugatabbra fekvő területektől eltérően csak tufaszórásban nyilvánult meg. A piroklasztikumba ősmaradványtartalmú agyagmárga-rétegek (Majzon-féle 6. szint) települnek, melyek a Lahócától nyugatra az andezitösszleten belül nem találhatók meg. Vitálisné Zilahy L. *Foraminifera* vizsgálatai szerint az Rm. 28. sz. fúrás rétegsorában az andezitösszletre települő, oligocénnek minősített rétegek alsó része esetleg az említett 6. szint anyagát képviseli.

Megállapítható tehát, hogy az andezitvulkanizmus a Lahóca körzetében indult meg, innen nyugat felé tolódott el, keleti nyúlványai pedig a legfiatalabbak.

Az eocén andezitösszlet rétegvulkáni felépítésű, lávakőzet — tufa és agglomerátum gyakori váltakozásából áll. Az egyes piroklasztikum-szintek elterjedése korlátozott, a különböző helyen felszínre bukkanó kőzetek azonosítása — a közbetelepülések változó megjelenése, száma, valamint főként az erős elbontás miatt — nehézségekbe ütközik. A lávaárak vastagsága a 30 m-t nem haladja meg.

A Lahóca, Fehérkő, Nagykő, Kanázsvár környékének lávakőzete durvakristályos, pilotaxitos—porfiros szövetű biotitos amfibolandezit (28., 29. ábra, IX. tábla 1.). A kőzet mintegy 60%-át alkotó alapanyag földpátlécekből (andezin), hosszú tűs, ritkábban léces piroxénkristályokból és kevés színtelen kőzetüvegből áll. Járulékos elegyrészként kevés magnetit, ilmenit, változó mennyiségű apatit határozható meg.

A fenokristályok általában 5 mm körüliek, ritkán az 1—2 cm-es nagyságot is elérik. Többségük poliszintetikus albitikerként, ritkábban penetrációs ikresen vagy zónásan kifejlődött idiomorf plagioklász. A zónák a kristálylapokkal párhuzamosak. Magjuk labradorit, ezt fokozatosan savanyúbb sávok követik, melyek hirtelen éles határral ismét bázisosabb zónákba csapnak át. Ez a felépítés többször ismétlődik (Mauritz B. 1909). A plagioklászkristályok vegyi összetételét a 15. táblázat mutatja. E kristályok zárványként amfibolt, biotitot, augitot, magnetitet, apatitot és helyenként jelentős mennyiségű, gyakran zónákban elhelyezkedő „alapanyagot" tartalmaznak.

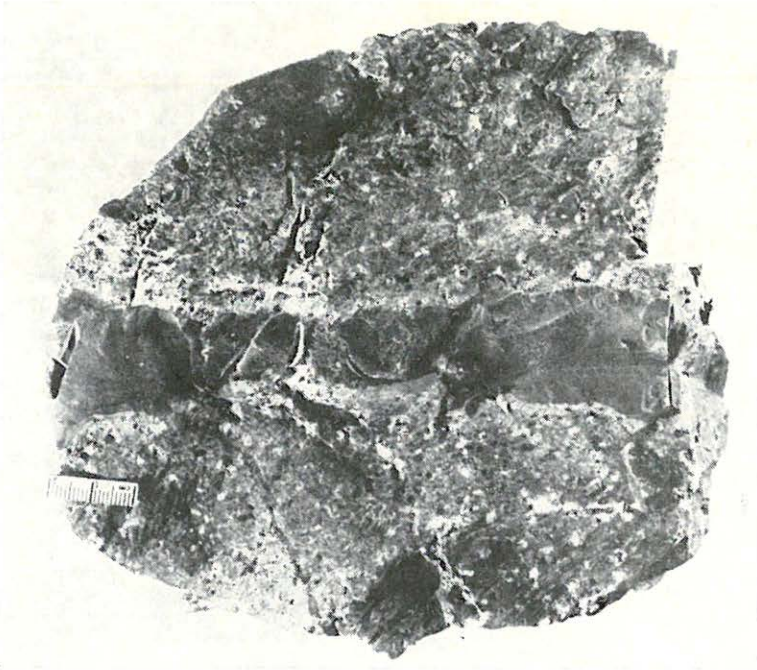
A fenokristályos színes elegyrészek között az amfibol automorf, prizmás, gyakran ikres kristályai néhol a 2 cm-es nagyságot is elérik. Számos plagioklász, biotit, cirkon és apatitzárványt tartalmaznak. Az átlagosan 6 mm nagyságú biotit gyakran magmás rezorbciót szenvedett, szegélyén opacitos keret alakult ki. Zárványként kevés földpátot, vasércet, apatitot tartalmaz. Igen kis mennyiségben automorf piroxén és erősen korrodált kvarcszemcsék is találhatók a kőzetben.

A vulkáni összlet általában erősen bontott, az *üde andezit* mennyisége alárendelt. A hidrotermális elbontás széles skálájú, az üde andezittől a teljes anyagkicserélődést jelző tömeges kvarcitig számtalan átalakult kőzetváltozat határozható meg (X. tábla 1—2.). A kovásodás mellett gyakori a változó mértékű agyagásványosodás, ritkábban szericitesedés. Az elbontás elsősorban a színes elegyrészek szétesését idézi elő, helyükön leggyakrabban pirit, agyagásvány, ritkábban klorit figyelhető meg. Az alapanyagban klorit és opál keve-



*28. ábra.* A Nagykő üde biotitamfibolandezit-tömege előtérben a Lahóca erősen bontott kőzete

*Textfig. 28.* The fresh biotite-hornblende andesite, mass of the Nagykő, with the heavily altered rock of the Lahóca in the foreground



*29. ábra.* Durvakristályos biotitamfibolandezit kovás, karbonátos érrel — Kanázsvár, Ny-i kőfejtő

*Textfig. 29.* Coarse-crystalline biotite-hornblende andesite with a siliceous-carbonate streak—Kanázsvár, western quarry

*15. táblázat*

| | 1. (fehér) | 2. (sárga) | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,63 | 56,28 | 53,99 |
| $Al_2O_3$ | 26,74 | 26,46 | 26,78 |
| FeO | | | 2,22 |
| MgO | nyom | nyom | 0,30 |
| CaO | 9,78 | 9,85 | 9,09 |
| $Na_2O$ | 5,08 | | 4,21 |
| $K_2O$ | 1,61 | | 0,82 |
| izz. veszt. | 1,07 | | 1,90 |
| | 99,91 | | 99,31 |

Elemzők: 1—2. HAUER 1867, 3. ANDRIAN 1868a.

rékéből álló, néhol tridimitet, valamint az elbontás mértékétől függő mennyiségben kvarcot tartalmazó anyag keletkezik. A plagioklászkristályok kovásodtak vagy ritkábban szericitesedtek.

Különösen erős a kőzetek átalakulása a Fehérkő déli részén, valamint a parádi Tarna völgyétől délre. A fenokristályos plagioklász szericitesedett—agyagásványosodott, a színes elegyrészek teljesen átalakultak, csak néhol láthatók biotit- és amfibolroncsok. Üde állapotban csak az apatit, cirkon, és az itt nagyobb mennyiségben jelentkező korrodált, mozaikos kvarckoszorúval övezett kvarckristályok találhatók. Ez utóbbiak a kőzet dácitos jellegére utalnak.

Az összlet *piroklasztikum-szintjeiben* fokozott az elbontás. Üde kőzet ezek között sem a felszínen, sem a bányászati feltárásokban nem található. Mivel vizsgálatuk a bányászattal kapcsolatban történt először, nevük az érctömzsökhöz viszonyított helyzetüket is jelzi (fedő—fekütufa).

A bányászati műveletekkel feltárt kékesszürke, pirites fedőtufában bizonytalanul látható a lapillis szerkezet. Elegyrészei között változó mértékben agyagásványosodott, néhol csaknem ép plagioklász és a színes ásványok pirites váza ismerhető fel, laza, bontott, piritesedett kőzetüvegbe ágyazódva.

A Lahóca északkeleti és északi oldalán megjelenő kloritos fedőagglomerátum durva törmelékes szerkezete jól látható, bár a beágyazások körvonala elmosódott. A kőzet földpátja agyagásványosodott, a színes elegyrészek piritesedtek. A felszínhez közeli részeket pirites—kloritos érhálózat járja át.

A Lahóca nyugati és északnyugati oldalán települő kaolinos fedőagglomerátum az előbbihez hasonló kőzet. Rétegei a sötét biotitamfibolandezittel váltakozva települnek. Az Istenáldás-táró környékén a piroklasztikum további típusa figyelhető meg. Az egyenletesen bontott, pirites, néhol kovagumós durva agglomerátum fokozatosan finomszemcsés, rétegzett tufába megy át (agyagos fedőagglomerátum és tufa).

Sajátos képződmény az úgynevezett *„kékpala"*. Többnyire vetődések, elmozdulási síkok mentén fejlődik ki, lefelé csúszási lapokkal élesen határolódik el, felfelé fokozatos átmenettel a kékesszürke, pirites fedőtufába megy át. Vastagsága 20—300 cm. Réteges—palás szerkezete csak oxidáció, illetve fellazulás hatására jött létre, ilyenkor leveles, lemezes elválású. Az élénk kékesszürke, kilúgozottan fehéresszürke kőzet uralkodóan szerkezet nélküli, gélnemű agyagásványból áll, melyben csak ritkán találhatók az egykori földpátkristályokra utaló fehéresszürke vagy kékesfehér foltok, valamint amfibol utáni piritpszeudomorfózák. A kőzet a fedőtufa különleges, piritesedés, kovásodás és tektonikus mozgás következtében homogenizálódott változata (KISVARSÁNYI G. 1955a).

A bányászati műveletek az úgynevezett feküképződmények között is több piroklasztikum-szintet tártak fel. Ezek között a tompaszürke, kovás vagy agyagos andezittufa hasonlóan bontott andezit közé települ. A kovás, valamint a laza agyagos feküagglomerátum az ércbánya déli vágataiban gyakran fokozatos kovásodással tömzskőzetbe megy át. A Lahóca északi részén a nagyrészt bontott, kovás gumókat tartalmazó, laza, helyenként agglomerátumba átmenő tufa az uralkodó kőzet.

A parádi Tarna völgyétől délre, a Hegyes-hegy Ny-i lábánál a fokozott elbontás következtében a lávakőzet (IX. tábla 2.) és a piroklasztikum pontos elkülönítése az esetek túlnyomó többségében nem lehetséges. A piroklasztikum mennyisége azonban a lávakőzetét meghaladja (Pantó G. 1952a, Kisvarsányi G. 1955a). A tufában a pirit bomlásának hatására gyakran keletkezik alunit, gipsz, limonit, kalkantit.

A területen folytatott mélyfúrásos kutatás során további kőzettípusok váltak ismertté. A fúrások legnagyobb tömegben (200—800 m vastagságban) rétegvulkáni biotitos amfibolandezit-összletet tártak fel.

A *lávakőzet* a felszínihez hasonló. Alapanyaga a kőzet 40—60%-át alkotja, apró tűs—táblás és oszlopos földpátkristályokból, kevesebb biotitból—amfibolból és kőzetüvegből áll. A fenokristályos plagioklász 0,5—5,0 mm-es, albitritkábban karlsbadi- vagy periklinikres, esetenként zónás kristályai andezin—labradorit összetételűek. A színes ásványok változó arányban biotit és amfibol. Gyakori a kőzetben a különböző mennyiségben jelentkező, 0,5—2,0 mm-es erősen korrodált kvarc. Járulékos elegyrészként magnetit és — helyenként nagy számban — apatit mutatható ki. Az üde andezit a mélyfúrásokban is ritka, az átalakulás módja és mértéke széles skálájú, az üde kőzettől a teljesen bontott — csak a korrodált kvarcszemcsék alapján meghatározható — andezitig minden fokozat megtalálható. Leggyakoribb a közepesen bontott kőzet, melyben az elegyrészek körvonala felismerhető, s ez alapján a plagioklász és színes elegyrész megkülönböztethető.

A felső szintekben az alárendeltebb agyagásványosodás és karbonátosodás mellett a kovásodás uralkodik, lefelé haladva az agyagásványosodás jut túlsúlyra. A fenokristályos plagioklász általában a hasadási lapoktól kiindulva agyagásványosodott—karbonátosodott, ritkábban kovásodott. A színes elegyrészek helyén uralkodóan karbonátos—pirites, elvétve kloritos pszeudomorfózák találhatók. Az erősebben karbonátosodott szintekben a korrodált kvarckristályokat néhol karbonátkoszorú övezi. Az agyagásványokat főként kaolinit, ritkán illit, elvétve montmorillonit, hidromuszkovit, a karbonátásványokat kalcit, kevesebb dolomit, ritkán sziderit, esetenként némi ankerit vagy rodokrozit képviseli. A karbonát és a kvarc — helyenként piritet és kevés anhidritet is tartalmazó — erek, gócok alakjában is megjelenik a kőzetben.

A mélyfúrások az eruptív összlet feküjét alkotó triász összletben számos, néhány centimétertől 30—40 m-ig terjedő vastagságú *andezittelért* (teleptelért) tártak fel. Ezek kőzete a fent leírt biotitamfibolandezittel azonosítható, elbontásukban azonban különbségek mutatkoznak. A karbonátos összletbe nyomuló andezittestek erősebben karbonátosodtak, igen elterjedt az anhidrit. Gyakoriak a gócokban vagy a színes elegyrészek helyén dúsuló kontaktmetamorf ásványok, a gránát, diopszid, epidot, Na-amfibol, klorit-félék, elvétve szillimanit, wollastonit.

A piroklasztikum mennyiségi eloszlása és kifejlődése a rétegvulkáni összletben belül nem egységes. Helyenként (Rm. 28.) az összlet összvastagságának

több mint felét alkotja, máshol (pl. Rm. 30.) a 3%-ot sem éri el. Az egyes rétegek vastagsága néhány decimétertől közel 100 m-ig terjed.

Leggyakoribb piroklasztikum-változat a lapillis *andezittufa*. A kőzettörmelék mennyisége változó, helyenként csaknem kőzettörmelék-mentes a kőzet, máshol számuk erősen megnő, olyannyira, hogy kevés tufás kötőanyagot tartalmazó andezitbreccsává alakul át. A törmelékszemcsék nagysága néhány tized millimétertől több centiméterig, néhol több deciméterig terjed. Anyaguk uralkodóan biotitamfibolandezit, melyhez, főleg a mélyebb szinteken, változó mennyiségű agyagpala—márga—mészkőtörmelék is társul. A piroklasztit erősen bontott, agyagásványosodott—karbonátosodott—kovásodott kristálytartalmú portufa; részben mikroszkóposan felismerhető elegyrészként 0,1—0,3 mm-es szilánkosan töredezett kvarcot, továbbá 1,0 mm-nél kisebb földpátot (labradoritot)—biotitot—amfibolt, elvétve legömbölyödött augitkristályokat tartalmaz. Az agyagásványokat általában kaolinit, néhol kevés illit vagy montmorillonit; a karbonátokat dolomit, kevesebb kalcit és sziderit képviseli.

A piroklasztitok között kisebb mennyiségben szubmarin képződésre utaló *andezittufit* is található. E képződmény összetétele az andezittufához hasonlóan a finomszemcsés tufittól a tufitos kötésű andezitbreccsáig változik. A kevesebb lapillit tartalmazó típusokon jól megfigyelhető a szemcsenagyság-változás okozta rétegzettség. A legfinomabb rétegek szemcséi néhány század, a durvábbaké egy milliméter körüliek. Elegyrészei között szögletes és koptatott kvarc, földpát, biotit, muszkovit, elvétve glaukonit határozható meg. A kőzet erősen bontott, a változó sűrűségű pirithintés mellett a felsőbb szintekben az agyagásványosodás—karbonátosodás, az alsóbbakban a karbonátosodás mellett a kovásodás válik uralkodóvá. Az agyagásványt kaolinit és helyenként némi montmorillonit, a karbonátot dolomit, kevesebb kalcit, nyomokban sziderit képviseli.

Igen alárendelt mennyiségben tártak fel a mélyfúrások andezit-*lávaagglomerátumot*. A törmelék néhány tized millimétertől több centiméterig terjedő nagyságú biotitamfibolandezit, agyagpala, márga, elvétve tufit anyagú. A beágyazó kőzet erősen kovásodott, agyagásványosodott, gyengén karbonátosodott biotitamfibolandezit, melyben már csak a fenokristályok körvonala ismerhető fel. A képződmény lávaárak határát jelzi, ahol a már kialakult, törmelékkel borított felszínre újabb lávaár ömlött, és a törmeléket magába zárta.

A vulkáni sorozat legfiatalabb tagja a feküösszletet és az eruptív kőzeteket több helyen harántoló, *teléres kifejlődésű* sötétszürke, üde *amfibolandezit*, mely valószínűleg a posztvulkáni működés lezajlása után nyomult fel. A hialopilites—porfiros szövetű kőzet alapanyaga a kőzetüveg mellett jelentős mennyiségű 0,05—0,2 mm-es tűs, ritkábban táblás földpátból és kevés hasonló nagyságú amfibolkristályból áll. A fenokristályok az 1 mm-es nagyságot ritkán haladják meg. Többségük albitikerlemezes, esetleg zónás plagioklász (andezin—labradorit). A színes elegyrészt amfibol, valamint igen kis mennyiségű bontott biotit képviseli. Néhol egy-egy erősen korrodált kvarcszemcse is található.

A mélyfúrások a Fehérkő és Sima-hegy közötti területen, valamint ettől délre −500 — −700 m tszf. magasság alatt további, az előbbiektől eltérő eruptív képződményt tártak fel. Kiterjedése a jelenlegi feltárási viszonyok mellett nem állapítható meg. Nagy elterjedésére utal, hogy zárványként a

tortonai középső andezitösszletben dél felé Domoszló—Kisnána környékéig megtalálható. A kőzet szövete holokristályos—porfiros, több generációban kifejlődött plagioklászból, kvarcból, amfibolból, valamint biotitból áll. A finomszemcsés frakciót alkotó ásványszemcsék átmérője 100—200 μ, a mélyebb szinteken 300—400 μ. Ezek túlnyomó többsége apró, xenomorf, néha egymásba fogazott szemcsékben megjelenő plagioklász, kevés kvarc, aprólemezes biotit, amfibol. Járulékos ásványként apatit határozható meg. A nagyobb, 1 mm körüli — andezin, andezin-labradorit, illetve labradorit összetételű — földpátszemcsék idiomorf, általában albitikerlemezes kifejlődésűek. A fenokristályos kvarcszemcsék rezorbeáltak, az amfibol zónás felépítésű. Ásványos összetétele és szöveti sajátossága alapján a kőzet *szubvulkáni andezitnek* tekinthető.

A szubvulkáni andezittestet is számos utólagos átalakító hatás érte. Leggyakoribb a kovásodás, melynek hatására a kőzet helyenként mozaikszerkezetű kvarcittá alakult át. Gyakori másodlagos ásvány továbbá az agyagásvány, pirit, szericit, karbonát, anhidrit, gipsz. Az agyagásvány — körülbelül egyenlő mennyiségű kaolinit és illit — elsősorban a földpátokból képződik, az erősen kovásodott típusokban azonban a mozaikszerkezetű kvarcszemcsék hézagaiban is megtalálható. Az anhidrit általában néhány század millimétertől több centiméterig terjedő vastagságú, gyengén karbonátos, esetenként gipsztartalmú ereket alkot. Ritkábban azonban a mozaikszerkezetű kvarcit hézagaiban, a földpátok helyén kialakult agyagásványos gócokban, elvétve a viszonylag üde plagioklász repedéseiben önálló anhidritszemcsék is megfigyelhetők. A mészkővel való kontaktus közelében jellegzetes kontaktmetamorf ásványokat — gránát, krokidolit, klorit, szerpentin, epidot — is tartalmaz a kőzet.

Az andezittest kora bizonytalan. Mivel az összletet az Rm. 30. sz. fúrásban 840—840,5 m között a rétegvulkáni biotitamfibolandezittel azonos kifejlődésű apofízák harántolják, a környező triász rétegeket pedig kontaktizálta, keletkezése a két kőzet képződése közötti időszakra tehető.

Az eocén vulkáni képződmények vegyi összetétele igen változatos.

Az erős szórás a gyakori, különböző jellegű és mértékű elbontásra vezethető vissza. Megfigyelhető, hogy a szén-dioxid, kötött víz, kén mennyisége nincs szoros kapcsolatban a hozzájuk kötött elemek (kalcium-oxid, vas-oxid stb.) mennyiségével. Vannak kőzetváltozatok, ahol például $CO_2$ csak nyomokban mutatható ki 8% feletti CaO mellett, ugyanakkor más kőzetváltozatban 7% feletti szén-dioxid esetén a kalcium-oxid alig haladja meg a 6%-ot. Ugyanez mutatkozik meg a kén- és vas-oxid, valamint a víztartalom vizsgálatánál is. Megállapítható tehát, hogy a kőzeteket uralkodóan szén-dioxid- és kéntartalmú vizes oldatok, gőzök járták át, melyek a kőzet eredeti ásványait elbontották. A színes elegyrészek vastartalmából pirit és sziderit, CaO és MgO-jából kalcit és dolomit, a földpátok bontásakor pedig kalcit és agyagásvány keletkezett. Ha az egyes elemzésekből a másodlagos elemeket levonva az értékeket 100%-ra visszaszámoljuk, már egységesebb, az eredeti kőzet kémiai összetételét jobban tükröző adatokat nyerünk. Az eredetileg 40—60% között ingadozó $SiO_2$ 55—63%-ra korlátozódik, ugyanígy az egyéb elemeknél is kisebb az adatok szórása. Az elemzési adatokat, valamint ezek átszámított értékeit a kőzettani vizsgálatokkal egybevetve megállapítható, hogy a 6—7% feletti CaO-tartalom általában másodlagos eredetű, ami a karbonátos erek megjelenésével jár együtt. Az anhidrit kalcium-oxidja mindig másodlagos, nem a kőzet eredeti ásványaiból származik. A feltűnően nagy $+H_2O$ és növekvő MgO mennyisége kloritosodást jelez. Csak kb. 5% feletti kéntartalom esetén mutatkozik jelentősebb, a kőzet eredeti ásványaiból nem származtatható emelkedés az összvastartalomban. A kovásodás az eredeti ásványok szétesésekor felszabaduló $SiO_2$-re vezethető vissza, csak ritkán, 59—60% feletti kovasavtartalom esetén lehet szó kovasavtartalmú oldatok hatásáról. Feltűnő a $K_2O$ mennyiségének helyenkénti dúsulása, mely gyenge kálimetaszomatózisra utal.

Az egyes vulkáni képződmények elemzéseinek átlagértékét tekintve a fentiekhez hasonló eredmény adódik (16. táblázat). Az igen változó mennyiségű szén-dioxid-, kén-

*16. táblázat*

## A biotitamfibolandezit összlet kőzeteinek átlagos kémiai összetétele (%)

| | Átlagok | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
| $SiO_2$ | 57,27 | 52,61 | 52,79 | 57,15 | 52,98 | 52,49 | 59,77 |
| $TiO_2$ | 0,58 | 0,66 | 0,29 | 0,46 | 0,31 | 2,05 | 1,52 |
| $Al_2O_3$ | 18,05 | 17,35 | 12,02 | 14,22 | 15,63 | 17,31 | 15,32 |
| $Fe_2O_3$ | 3,25 | 2,79 | 4,19 | 2,22 | 1,20 | 2,85 | 2,26 |
| FeO | 1,85 | 2,33 | 1,79 | 2,42 | 2,68 | 3,87 | 1,33 |
| MnO | 0,10 | 0,14 | 0,23 | 0,13 | 0,09 | 0,11 | |
| MgO | 1,91 | 2,28 | 4,72 | 2,47 | 2,52 | 3,89 | 3,64 |
| CaO | 6,09 | 6,53 | 8,25 | 5,99 | 6,79 | 9,30 | 5,19 |
| $Na_2O$ | 2,63 | 2,44 | 0,98 | 1,37 | 2,84 | 2,68 | 2,08 |
| $K_2O$ | 2,30 | 2,32 | 1,77 | 2,11 | 1,68 | 1,00 | 1,70 |
| $-H_2O$ | 0,98 | 0,98 | 0,71 | 0,93 | 0,88 | 0,16 | 6,85 |
| $+H_2O$ | 2,73 | 3,19 | 3,85 | 3,39 | 2,87 | 2,08 | |
| $CO_2$ | 2,15 | 5,42 | 3,08 | 6,84 | 8,43 | 1,65 | 1,12 |
| $P_2O_5$ | 0,19 | 0,17 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 0,20 | |
| S | | 1,81 | 3,30 | 1,65 | 1,13 | 0,98 | 3,75 |
| $SO_3$ | | 0,40 | 3,59 | 0 | 0,08 | | |
| | 100,08 | 101,42 | 101,71 | 101,51 | 100,26 | 100,62 | 99,66 |
| $-O$ | | 0,91 | 1,65 | 0,83 | 0,56 | 0,49 | |
| | | 100,51 | 100,06 | 100,68 | 99,70 | 100,13 | |

| | Számított átlagok | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
| $SiO_2$ | 59,58 | 57,72 | 62,96 | 63,48 | 59,58 | 55,43 | 63,04 |
| $TiO_2$ | 0,60 | 0,71 | 0,34 | 0,51 | 0,35 | 2,16 | 1,60 |
| $Al_2O_3$ | 18,78 | 19,03 | 14,34 | 15,79 | 17,61 | 18,28 | 16,15 |
| $Fe_2O_3$ | 3,38 | 3,06 | 3,80 | 2,46 | 1,35 | 3,01 | 2,38 |
| FeO | 1,92 | 2,55 | 2,13 | 2,68 | 3,02 | 4,09 | 1,40 |
| MnO | 0,10 | 0,15 | 0,27 | 0,14 | 0,10 | 0,11 | |
| MgO | 1,98 | 2,50 | 3,24 | 2,74 | 2,84 | 4,10 | 3,83 |
| CaO | 6,33 | 7,16 | 7,45 | 6,65 | 7,65 | 7,70 | 5,47 |
| $Na_2O$ | 2,73 | 2,67 | 1,17 | 1,52 | 3,20 | 2,83 | 2,19 |
| $K_2O$ | 2,39 | 2,54 | 2,11 | 2,34 | 1,89 | 1,05 | 1,79 |
| $-H_2O$ | 1,02 | 1,07 | 0,85 | 1,03 | 0,99 | 0,16 | 2,10 |
| $+H_2O$ | 1,04 | 1,09 | 1,19 | 1,11 | 1,12 | 1,05 | |
| $P_2O_5$ | 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,21 | |
| | 100,05 | 100,43 | 100,03 | 100,62 | 99,86 | 100,18 | 99,95 |

1. Felszíni biotitamfibolandezit (28 elemzés átlaga).
2. Fúrásokkal feltárt biotitamfibolandezit (44 elemzés átlaga).
3. Biotitamfibolandezit apofízák a triász összletben (6 elemzés átlaga).
4. Biotitamfibolandezit tufa (9 elemzés átlaga).
5. Andezittufit (4 elemzés átlaga).
6. Üde amfibolandezit (2 elemzés átlaga).
7. Szubvulkáni andezit (5 elemzés átlaga).

Rittmann-név

| Átlagok | Számított átlagok |
|---|---|
| Labradorit riodácit | Labradorit riodácit |
| Trachiandezit olivinnel | Labradorit riodácit |
| Sötét labradorit riodácit | Labradorit riodácit |
| Labradorit riodácit | Labradorit riodácit |
| Olivines trachiandezit | Riodácit |
| Andezit | Labradorit dácit (bandait) |
| Labradorit riodácit | Labradorit riodácit |

és $SO_3$-tartalom miatt az elemzések ebben a formájukban nem hasonlíthatók össze. Ha azonban az előbb felsorolt elemeket és az 1% feletti $+H_2O$-tartalmat, továbbá az andezit-apofízák esetében — ahol a vizsgált mintákat a mellékkőzettől nem lehet teljesen elválasztani — 2% CaO-t és MgO-t és 1% $Fe_2O_3$-t, az üde amfibolandezitnél pedig a $CO_2$-tartalomnak megfelelő 2,1% kalcium-oxidot levonva, az elemzést 100%-ra visszaszámoljuk, a kőzetek összetétele már összevethető (16. táblázat).

Megállapítható, hogy a különböző települési helyzetben kifejlődött biotit-amfibolandezit-változatok, valamint a piroklasztitok összetétele igen hasonló — amint ez a RITTMANN-féle nevezéktan meghatározásaiban is megnyilvánul —, tehát azonos kőzetnek tekinthetők. Kivételt képez az üde amfibolandezit, mely az előbbinél bázisosabb, önálló kőzetváltozat, a biotitamfibolandezit-magma differenciációs terméke.

## 2. Oligocén

Oligocén képződmények csak a Mátra hegység északi előterében, Parád—Recsk környékén találhatók a felszínen. Jelenlétüket Ny felé Nagybátony vidékéig a mélyfúrások igazolják (Nagybátony I. sz. fúrás), dél felé azonban a helvéti—tortonai vulkáni takaró alatti kifejlődésükre vonatkozóan mélyfúrási adat nem áll rendelkezésre. Az oligocén feküjét csak a Recsk környéki mélyfúrások tárták fel. Többnyire diszkordánsan, néhány méter vastag fosszilis törmelék közbeiktatásával települ a biotitos amfibolandezit-összlet denudált térszínére. Ritkábban, főleg a Lahócától keletre (R. I., II., III. sz. fúrás) üledékátmenettel fejlődik ki a felsőeocén agyagmárgából (MAJZON-féle 6. szint).

Az oligocén képződmények teljes üledékciklust képviselnek partközeli—sekélytengeri kifejlődésben. Az eocéntől eltérő, hidegebb éghajlati körülményekre utal a mészkő csaknem teljes hiánya, valamint a glaukonit gyakorisága.

### Lattorfi emelet

Az alsóoligocén a tárgyalt terület nyugati és keleti részén (nagybátonyi és recski fúrások) azonos kifejlődésű, sötétszürke, néhol barnás, „palás" agyag képviseli. Jellemzője a *Foraminiferák* csaknem teljes hiánya (MAJZON-féle 5. szint). Gyakoriak — főleg Recsk környékén — a vékony tufás homokkő és andezittufa-, illetve -tufit-betelepülések. Ez utóbbiak néhol bentonitosodtak, ritkán növény- vagy halmaradványokat tartalmaznak. Az összlet vastagsága erősen ingadozó, 30 m (R. II. sz. fúrás) és 115 m (R. I. sz. fúrás) közötti.

### Rupéli emelet

Az alsóoligocén rétegekre konkordánsan vastag foraminiferás agyagmárga települ. Felszíni elterjedése korlátozott. Legszebb felszíni feltárása a mátraderecskei téglagyár kőfejtője. Itt vastagpados kifejlődésű, karbonáttartalma 24,0—29,5%. Helyenként homokkő (Miklós-völgy) vagy vékony andezittufa-betelepüléseket (Mátraderecske vasútállomás, Vécsi-tanya) tartalmaz. Parád környékén (Sándor-gödör) a rupéli agyagmárgába márgás—csillámos vagy

homokos padok települnek. Az Ilona-völgyben a hasonló kifejlődésű összletben a kvarchomokszemcsék átlag 0,05, maximálisan 0,1 mm-esek, a csillámlemezkék 0,3 mm körüliek. Felső szintjében a kvarcszemcsék 0,12 mm-es átmérőjűek, megjelenik a glaukonit 0,05—0,2 mm-es szemcsékben, gyakoriak a *Foraminiferák* és a pirit. Karbonáttartalma 30% körüli.

A Recsk környékén mélyfúrásokkal feltárt kékesszürke agyagmárga-összlet ősmaradvány-tartalma alapján négy szintre tagolható (Majzon L. 1950), Nagybátony környékén csak a kőzetkifejlődés alapján különíthető el három rétegcsoport: alul kékesszürke agyagmárga, felette szürke homokkő kékesszürke agyagmárga-betelepülésekkel, majd ismét kékesszürke vagy szürke agyagmárga. Mindkét területen igen gyakoriak az összletben a vékony andezittufa-, tufit-, tufás homokkő-betelepülések.

Az előbbitől eltérő kifejlődésű a Parád községtől ÉK-re mélyített Rm. 28. sz. fúrással feltárt rupéli összlet. Itt a biotitos amfibolandezit erodált felszínén 5 m vastagságban fosszilis lejtőtörmelék található. Ennek anyaga túlnyomóan erősen koptatott, néhány centiméteres andezittörmelék, melyhez kevés triász időszaki márga-, agyagpala- és mészkőtörmelék társul. Felette 168 m vastag összlet települ. Alsó 60 m-es és felső 28 m-es szakasza gazdag *Foraminifera* faunát tartalmaz, míg középső 80 m vastag része faunamentes. Őslénytani vizsgálatai alapján Vitálisné Zilahy L. így felveti annak lehetőségét, hogy az összlet alsó 60 m-es ősmaradvány-tartalmú szakasza még eocén, a Majzon-féle 6. szintnek felel meg, a faunamentes szakasz pedig az alsóoligocén 5. szint, míg a rupéli emeletet csak a felső 28 m-es szakasz képviseli. Ennek azonban ellentmond az összlet kőzettani kifejlődése. A faunamentes és faunatartalmú rétegek határa nem esik össze a kőzetkifejlődésnek határával, átfedi azokat:

| | |
|---|---|
| 12,0— 36,0 m márga<br>36,0— 48,0 m homokkő | 12,0— 40,0 m faunás |
| 48,0— 62,0 m márga<br>62,0— 81,0 m homokkő<br>81,0—103,0 m agyagmárga | 40,0—120,0 m faunamentes |
| 103,0—180,0 m márga | 120,0—180,0 m faunás |

Az összletet főként márgarétegek építik fel (68,5%). A kőzet világosszürke, finomszemcsés. A felső szintekben változó mennyiségű, általában 30—50 $\mu$, néhol 100 $\mu$ körüli kvarc- és muszkovitszemcsét tartalmaz. Járulékos ásványai a limonit, cirkon, apatit, plagioklász, magnetit, gránát. Karbonáttartalma 44,80%. Az alsó szint homokmentes, karbonáttartalma alacsonyabb, 25,49—28,42%.

Szürke, tömött, finomszemcsés homokkőrétegek alkotják az összlet 18,4%-át, melyek uralkodóan 50—200 $\mu$ nagyságú, gyengén koptatott kvarcszemcsékből, kisebb mennyiségű muszkovitpikkelyből állnak. Járulékos ásványai az apatit, cirkon, bontott biotit, plagioklász, pirit. Kötőanyaga karbonát, az alsó szintben növekvő mennyiségű agyagásvány. Karbonáttartalma ingadozó, 13,78—25,92%.

Az összlet 13,1%-át világosszürke, kemény agyagmárga építi fel. Agyagásványból és kevés (14% körüli) karbonátból áll, járulékos elegyrészei helyenként néhány gyengén koptatott kvarc-, muszkovit-, gránát-, cirkonszemcse.

A rupéli rétegösszlet vastagsága változó, nyugaton 600 m körüli (Nagybátony I. sz. fúrás), kelet felé elvékonyodik. Recsk környékén átlagosan 300—400 m (R. I., II., III. sz. fúrás), bár helyenként a 200 m-t sem éri el (Rm. 28. sz. fúrás).

## Katti emelet

A katti emeletbe sorolható rétegösszlet fokozatosan fejlődik ki a rupéliből. Felszíni elterjedése az előbbinél nagyobb, a hegység északi előterében Ágasvártól Parádig követhető, Recsk környékén hiányzik.

Nagy vastagságú, regresszív jellegű rétegösszletet alkot. Alsó szintjeit homokos agyag, csillámos, agyagos homok és alárendelt mennyiségben agyagos—karbonátos homokkőrétegek építik fel. Sekélytengeri—partközeli kifejlődésre utal, hogy helyenként (Nagybátony I. sz. fúrás) vékony barnakőszénzsinórokat tartalmaz. Vastagsága 400 m körüli.

A tenger folyamatos visszahúzódásával az üledék szemcsenagysága nő, a még uralkodóan agyagos kifejlődésű rétegekre fokozatosan durvább szemű homok, homokkő (30. ábra), majd sekély-, erősen mozgatott vizű öbölbeli képződésre utaló keresztrétegzett homokkő települ (31. ábra). Ez utóbbiban gyakoriak a durva kavicsból álló padok, melyek néhol konglomerátumba mennek át. Ritkán (Szuhától DK-re) ebben a durvaszemű összletben is találhatók vékony, 2—3 cm-es barnakőszén-zsinórok. A kavicsfrakció közepesen koptatott, anyaga kvarc, homokkő, muszkovitos kvarcit, lidit. A homokfrakció alkotórészei kvarc, muszkovit, földpát, glaukonit. Az összlet vastagsága 50—200 m közötti.

A homokkő kémiai összetételét a 17. táblázat tartalmazza.

Az oligocén összlet faunáját a 18. táblázat szemlélteti.

*17. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 89,91 | 80,83 |
| $TiO_2$ | 0,08 | 0,23 |
| $Al_2O_3$ | 5,27 | 11,30 |
| $Fe_2O_3$ | 0,49 | 0,39 |
| FeO | 0,45 | 0,42 |
| MnO | 0,08 | 0,03 |
| MgO | 0,20 | 0,28 |
| CaO | 0,28 | 0,25 |
| $Na_2O$ | 0,10 | 0,14 |
| $K_2O$ | 1,32 | 1,44 |
| $-H_2O$ | 0,37 | 0,49 |
| $+H_2O$ | 1,41 | 4,12 |
| $CO_2$ | 0,35 | 0,08 |
| $P_2O_5$ | 0,01 | 0,08 |
| S | | 0,25 |
| $-O$ | | 0,14 |
| | 100,32 | 100,19 |

1. Parádóhuta, Savanyúvíz-forrás.
2. Szőkevíz-patak.

## Az oligocén összlet mikrofaunája

*18a. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Foraminifera | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Rhabdammina abyssorum* M. Sars | + | | | | + | + | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Rhabdammina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Bathysiphon* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Glomospira charoides* (Jon. et Park.) | | | | | + | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Haplophragmoides latidorsatus* (Born.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | | |
| *Haplophragmoides* sp. | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Haplophragmium acutidorsatum* Hantk. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + |
| *Haplophragmium* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cyclammina cancellata* Brady | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cyclammina latidorsata* Born. | | | | | + | + | + | + | | + | | | | + | + | + | + | + | | + | | | | | | | | |
| *Cyclammina placenta* (Reuss) | | | | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | + | | | | | | | | |
| *Spiroplectammina carinata* (d'Orb) | + | | | + | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Textularia carinata* d'Orb. | | | + | | + | + | | + | | + | | | | + | + | | | + | | + | | | | | + | + | + | + |
| *Textularia concava* Karr. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Textularia pygmaea* d'Orb. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Textularia* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | | | |
| *Vulvulina capreolus* d'Orb. | | | | | + | + | + | + | | | | | | | | + | | | + | + | | | | + | | | | |
| *Vulvulina pectinata* Hantk. | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Vulvulina subflabelliformis* Hantk. | | | | | + | + | + | + | + | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Vulvulina* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Gaudryina difformis* HALKYARD | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Clavulinoides szaboi* (HANTK.) | | | | | + | + | + | + | | + | + | | | + | + | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Textulariella trochus* (D'ORB.) | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Karreriella reussi* (HANTK.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | + |
| *Karreriella siphonella* (REUSS) | | | | | + | + | + | + | | + | | | + | + | | | | | + | + | | | | | + | + | | + |
| *Listerella communis* (D'ORB.) | | | + | | + | + | + | + | | + | + | | | | + | | | + | | + | | | | | | | | |
| *Quinqueloculina seminula* (L.) | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Quinqueloculina* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Spiroloculina tenuis* (CZJZ.) | | | | | | | + | | + | + | | + | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Spiroloculina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | + | |
| *Sigmoilina celata* (COSTA) | | | | | + | + | + | + | | + | | + | + | + | | + | | | + | + | | | | | | | | |
| *Sigmoilina* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Triloculina gibba* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Triloculina tricarinata* D'ORB. | | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Triloculina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | + | |
| *Pyrgo depressa* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | | | | | | | | | | |
| *Pyrgo ringens* (LAM.) | | | | | | | | | | + | | | | | | + | | + | | + | | | | | | | | |
| *Pyrgoella sphaera* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Cornuspira involvens* REUSS | | | | | + | | + | | | + | + | + | | + | + | + | | | | + | | | | + | | + | + | + |
| *Cornuspira* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus crassus* (D'ORB.) | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus arcuato-striatus* (HANTK.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | + | |
| *Robulus austriacus* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | + | | | | |
| *Robulus convergens* BORNEM. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |

*18a. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Robulus* cf. *convergens* BORNEM. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus cultratus* MONTF. | | | | | + | + | + | + | | + | | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| *Robulus* cf. *cultratus* MONTF. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus depauperatus* (REUSS) | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus dycampilus* FORN. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus inornatus* (D'ORB.) | | | + | | | | + | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | + | + | + | + |
| *Robulus orbicularis* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | + | + | |
| *Robulus simplex* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus rotulatus* (LAM.) | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Robulus umbonatus* REUSS | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus vortex* (FICHT. et MOLL) | | | | | + | | + | + | + | + | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Robulus* sp. | + | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Planularia ariminensis* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planularia kubinyii* (HANTK.) | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina behmi* REUSS | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Marginulina fragaria* GÜMB. | | | + | | | + | + | + | + | + | | | + | | | | | | + | | | | | | | + | | |
| *Marginulina glabra* D'ORB. | | | | | + | | + | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Marginulina gladius* PHIL. | | | | | | | + | + | | | | + | + | | | | + | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina minuta* HANTK. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina subbullata* HANTK. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina* sp. | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Marginulina (Marginulinopsis) minima* HANTK. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dentalina acuta* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dentalina approximata* REUSS | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dentalina boueana* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Dentalina communis* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina consobrina* D'ORB. | + | | | | | + | + | | | + | | | + | | | | | | + | | | | | + | | | | |
| *Dentalina elegans* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina filiformis* D'ORB. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | |
| *Dentalina fissicostata* GÜMB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina intermedia* HANTK. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina pauperata* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | + | | | | + |
| *Dentalina punctata* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dentalina roemeri* NEUGEB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Dentalina soluta* REUSS | + | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina vásárhelyii* HANTK. | | | | | + | | + | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina* sp. | | | | + | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | + | | + | + | |
| *Nodosaria acuminata* HANTK. | | | | | + | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria acuta* HANTK. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria bacillum* DEFR. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | |
| *Nodosaria crassa* HANTK. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nodosaria exilis* NEUG. | + | | | | + | + | + | + | | + | + | | | | | + | + | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria fissicostata* GÜMB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Nodosaria latejugata* GÜMB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | |
| *Nodosaria longiscata* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | + | | | + | |
| *Nodosaria radicula* (L.) | | | | | + | + | + | + | | + | | | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria resupinata* GÜMB. | + | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | + | + | + | | |
| *Saracenaria arcuata* D'ORB | | | | | | + | | + | | | | | | | | | + | | | + | | | | | + | + | | |
| *Saracenaria hantkeni* CUSHM. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Saracenaria propinqua* (HANTK.) | | | | | | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | | | | + | + | |

*18a. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Saracenaria* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Lingulina* cf. *glabra* HANTK. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Vaginulina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Frondicularia budensis* (HANTK.) | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Frondicularia tenuissima* HANTK. | | | | | | | + | | | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Frondicularia* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Lagena apiculata* REUSS | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | + | | | | | + | | | | |
| *Lagena* cf. *acuta* REUSS | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Lagena hexagona* WILL. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Lagena menellae* BUCHNER | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Lagena striata* D'ORB. | | | | | | | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Lagena sulcata* W. et J. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Lagena* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | + | | | + | |
| *Guttulina acuta* (HANTK.) | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | + | | | | |
| *Guttulina austriaca* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Guttulina communis* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Guttulina elegantissima* (PARK. et JON.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Guttulina problema* D'ORB. var. *deltoidea* REUSS | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Guttulina* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | |
| *Globulina gibba* (D'ORB.) | | | | | + | + | | + | + | + | | | | | + | | + | + | + | + | | | | | | | | + |
| *Glandulina laevigata* D'ORB. | | | | | + | | | | + | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Glandulina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Pseudoglandulina radicula* L. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Nonion commune* (d'Orb.) | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nonion elongata* d'Orb. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nonion scaphum* (Ficht. et Moll) | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nonion soldanii* d'Orb. | | | + | | | + | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nonion umbilicatum* (Montagu) | + | | + | | + | + | + | | | + | + | + | | + | | + | + | + | | + | | | | + | + | + | | + |
| *Nonion* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Plectofrondicularia incompleta* Franz. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Plectofrondicularia miocaenica* Cushm. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Plectofrondicularia semicostata* Neug. | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Siphogenerinoides vásárhelyii* (Hantk.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Nodogenerina badenensis* (d'Orb.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Nodogenerina spinicosta* (d'Orb.) | | | | | | + | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | |
| *Bulimina elongata* d'Orb. | | | | | | | | | + | + | | | + | | | | | | | | | | | | + | | | + |
| *Bulimina inflata* Seguenza | | | | | | | + | + | | + | | | | | + | | + | | | | | | | | | | | |
| *Bulimina ovata* d'Orb. | + | | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | + | | | | + | | | | |
| *Bulimina pupoides* d'Orb. | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bulimina truncana* Gümb. | | | | | + | + | | + | | | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | |
| *Bulimina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Globobulimina pacifica* Cushm. | | | | | | + | | + | | + | | + | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Entosolenia marginata* (Boy. et Walk.) | | | | | | | + | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Entosolenia orbignyana* (Seguenza) | | | | | + | | + | + | | | | + | | | | | | | + | | | | | | | | | |

*18a. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Entosolenia* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Virgulina schreibersiana* Czjz. | + | | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Virgulina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Bolivina advena* Cushm. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bolivina antiqua* d'Orb. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bolivina beyrichi* Reuss | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Bolivina budensis* (Hantk.) | | | | | + | + | + | + | | + | | + | | + | | | + | + | + | + | | | | | | | + | |
| *Bolivina elongata* (Hantk.) | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bolivina nobilis* Hantk. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bolivina plicatella* Cushm. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Bolivina punctata* d'Orb. | | | | | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | | | | | + | + | + |
| *Bolivina scalprata* Schw. var. *miocaenica* Montf. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Bolivina semistriata* Hantk. | | | | | + | | + | + | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Bolivina reticulata* Hantk. | | | | | + | + | + | + | + | | | | + | | + | | | | + | | | | | | | | | |
| *Bolivina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | + | + | + | | | |
| *Loxostomum* sp. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Uvigerina pygmaea* d'Orb. | + | | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | + | | | + | + |
| *Uvigerina* cf. *angulosa* Will. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | | |
| *Uvigerina farinosa* Hantk. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | + | | | |
| *Uvigerina* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hopkinsina bononiensis* (Forn.) | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hopkinsina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Siphogenerina spinicosta* (d'Orb.) | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Angulogerina angulosa* WILL. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Angulogerina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Trifarina tricarinata* (D'ORB.) | + | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Trifarina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Pleurostomella alternans* SCHWAG. | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Discorbis concinna* BRADY | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Discorbis rosacea* (D'ORB.) | + | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Discorbis* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Gyroidina soldanii* D'ORB. | | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | + | | + | + | + |
| *Gyroidina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Eponides budensis* (HANTK.) | | | | | | + | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Eponides schreibersii* (D'ORB.) | | | | | + | + | + | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Eponides umbonatus* (REUSS) | | | | | + | + | + | + | | | + | + | | + | | + | | + | | + | | | | | | | + | + |
| *Eponides* sp. | | | | | + | + | + | + | | + | | + | | + | | | | + | | + | | | | | | | | |
| *Rotalia beccarii* (L.) | + | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Siphonina pulchra* CUSHM. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Siphonina reticulata* (CZJZ.) | | | + | | + | + | + | + | | + | | + | | | | | | | | + | | | | | + | + | | |
| *Siphonina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Baggina allomorphinoides* (REUSS) | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cassidulina crassa* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | + | | + | + |
| *Cassidulina crassa-margareta* átmeneti alak | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | |
| *Cassidulina globosa* HANTK. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Cassidulina laevigata* D'ORB. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cassidulina subglobosa* BRADY | | | | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | + | | + | | | | | | | | |

*18a. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Cassidulina* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Ehrenbergina pupa* d'Orb. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Allomorphina trigona* Reuss | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Chilostomella cylindroides* Reuss | | | | | + | + | + | | | | | | | | + | + | + | + | | | | | | | | | | |
| *Chilostomella ovoidea* Reuss | | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | + | | + | + | |
| *Pullenia bulloides* d'Orb. | + | | + | | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | + | + | | + | |
| *Pullenia quinqueloba* Reuss | | | | | + | | + | + | | | + | | + | | + | + | + | + | + | + | | | | | | | | |
| *Sphaeroidina austriaca* d'Orb. | + | | + | | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | | | + | + | + | + | + |
| *Sphaeroidina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Globigerina ampliapertura* Bolli | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina augustiumbilicata* Bolli | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina bulloides* d'Orb. | + | | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | + | + | + | + | + |
| *Globigerina ciperoensis* Blow et Bermudez | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina euapertura* Jenkins | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina officinalis* Subbotina | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina oligocaenica* Blow et Banner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina ouachitaensis gnaucki* Howe et Wallace | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina praebulloides* Blow | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Globigerina praeturritilina* Blow et Banner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina triloba* Reuss | | | | | | | | | | | + | + | | | | | + | + | | + | | | | | | | | |
| *Globigerina tripartita tapurien-sis* Blow et Banner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerina yeguaensis* Weinziert et Banner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| *Globigerinita ciperoensis* Blow et Bermudez | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerinita dissimilis* (Cushmann et Bermudez) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globigerinita pera* (Todd) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Orbulina universa* d'Orb. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Globorotalia increbescens* (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globorotalia nana* Bolli | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globorotalia permica* Blow et Banner | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | |
| *Globorotalia postcretacea* (Myatliuk) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| *Anomalina affinis* (Hantk.) | | | | | + | + | + | | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | | | + | | |
| *Anomalina cryptomphala* (Reuss) | + | | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | + | | | | | | + | | + |
| *Anomalina granosa* Hantk. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Anomalina grosserugosa* Gümb. | | | | | + | + | + | + | | | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Anomalina* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planulina compressa* d'Orb. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Planulina costata* (Hantk.) | | | | | + | | + | + | | | | | | | + | + | | + | + | | | | | | | | | |

*18a. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAG.) | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planulina* sp. | | | — | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Planulinella osnabrugensis* (MÜNST.) | | | | | | + | + | | + | + | + | | + | | + | + | | + | + | | | | | | | | | |
| *Cibicides costatus* (FRANZ.) | | | | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | + | | | | | | | + | |
| *Cibicides dutemplei* (D'ORB.) | | + | + | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | + | | + | + | + |
| *Cibicides lobatulus* (WALK. et JAC.) | | | | | | + | + | + | + | | | | + | | | | | | | + | | | | | | | | + |
| *Cibicides propinquus* (REUSS) | | | | | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | | + | + | | | | | | | + | |
| *Cibicides ungerianus* (D'ORB.) | + | | + | | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | + | | | | + | + | + | + | + |
| *Cibicides* cf. *ungerianus* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Cibicides* sp. | | | | | | | | | + | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Heterolepa* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | + | | | | | | | | | |

Katti emelet

1. Parád és Mátraderecske környéke, agyag, agyagos homok és homokkő. MAJZON L. 1942.
2. Parád és Bodony környéke, zöldesszürke homok, homokkő. MAJZON L. 1961.
3. Nagybátony I. sz. f. 12,5—401,5 m, agyagos homok, homokos agyagmárga. MAJZON L. 1950.
4. Nagybátony környéke, márgás homokkő, agyagos homok. SCHRÉTER Z. 1940.

Rupéli emelet

5. Recsk I. sz. f. 14,25—122,40 m 1. szint. MAJZON L. 1950.
6. Recsk II. sz. f. 7,30—389,80 m 1—4. szint. MAJZON L. 1950.
7. Recsk III. sz. f. 0,60—143,50 m 1. szint. MAJZON L. 1950.
8. Recsk IV. sz. f. 6,10—90,90 m 1. szint. MAJZON L. 1950.
9. Recsk VII. sz. f. 16,00—90,00 m Komlói labor.
10. Nagybátony I. sz. f. 401,5—861,2 m a) agyagmárga. MAJZON L. 1950.
11. Recsk I. sz. f. 122,4—135,2 m 2. szint. MAJZON L. 1950.
12. Recsk III. sz. f. 143,5—204,5 m 2. szint. MAJZON L. 1950.
13. Recsk VII. sz. f. 100,0—160,0 m Komlói labor.
14. Nagybátony I. sz. f. 861,2—1157,7 m b) homokkő. MAJZON L. 1950.
15. Recsk I. sz. f. 135,2—190,7 m 3. szint. MAJZON L. 1950.
16. Recsk III. sz. f. 204,5—316,0 m 3. szint. MAJZON L. 1950.
17. Recsk I. sz. f. 190,7—260,5 m 4. szint. MAJZON L. 1950.
18. Recsk III. sz. f. 316,0—462,0 m 4. szint. MAJZON L. 1950.
19. Recsk VII. sz. f. 170,0—268,0 m Komlói labor.
20. Nagybátony I. sz. f. 1157,7—1456,2 m c) agyagmárga. MAJZON L. 1950.
21. Recsk XXVIII. sz. f. 12,0—50,0 m VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1968 (in CSILLAGNÉ 1968d).
22. Recsk XXVIII. sz. f. 120,0—165,0 m VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1968 (in CSILLAGNÉ 1968d).
23. Recsk XXVIII. sz. f. 170,0—180,0 m VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1968 (in CSILLAGNÉ 1968d).
24. Parád, Hosszúbérctől keletre. MAJZON L. (in ROZLOZSNIK P. 1939).
25. Parád, Fülemile-patak felső része. MAJZON L. (in ROZLOZSNIK P. 1939).
26. Recsk, Gergelyháza-pusztától nyugatra. MAJZON L. (in ROZLOZSNIK P. 1939).
27. Recsk, Balogh-tanyától nyugatra. MAJZON L. (in ROZLOZSNIK P. 1939).
28. Recsk, Miklós-völgy alsó szakasza. MAJZON L. (in ROZLOZSNIK P. 1939).



*30. ábra.* Vékonylemezes felsőoligocén homokkő a Köszörűs-patak völgyében
*Textfig. 30.* Laminated Upper Oligocene sandstone in the valley of Köszörűs brook

*18a. táblázat*

**Az oligocén összlet makrofaunája**

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| Mollusca | | | |
| Lamellibranchiata | | | |
| *Nucula* cf. *consors* WOOD. | + | | |
| *Nucula* sp. | | + | |
| *Amussium corneum* (SOWERBY) | | + | |
| *Parvamussium bronni* (MAYER—EYMAR) | + | | |
| *Pecten* sp. | | + | |
| *Ostrea* sp. | | + | |
| *Diplodonta* sp. | + | | |
| *Tellina* sp. | | + | |
| Scaphopoda | | | |
| *Dentalium kickxi* NYST. | + | | |
| Gastropoda | | | |
| *Trochus* sp. | | | + |
| *Xenophora* sp. | | + | |
| *Natica* sp. | | + | |
| *Mitra* sp. | + | | |
| *Conus* sp. | | + | |
| Brachiopoda | | | |
| *Terebratulina caput-serpentis* L. | + | | |
| Echinodermata | | | |
| Echinoidea | | | |
| *Cidaris* sp. | + | | |
| *Echinus* sp. | + | | |

1. Mátraderecske, téglagyár. NOSZKY J. 1927.
2. Mátraderecskétől északra. SCHRÉTER Z. 1942.
3. Nagybátony környéke. SCHRÉTER Z. 1940a.



*31. ábra.* Keresztrétegzett felsőoligocén homokkő a Köszörűs-patak völgyében
*Textfig. 31.* Cross-bedded Upper Oligocene sandstone in the valley of Köszörűs brook

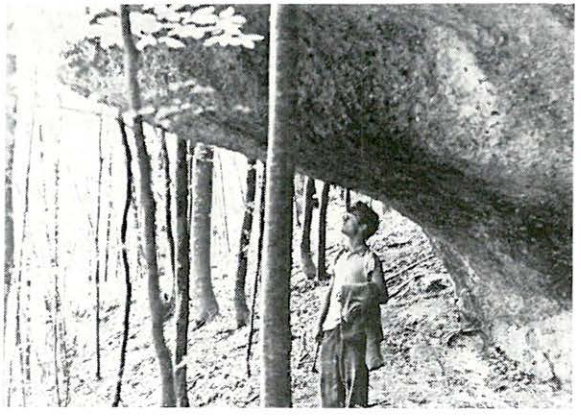
## 3. Miocén

### Burdigálai emelet (eggenburgien)

*Homok, homokkő, kavics, konglomerátum (tengeri összlet)*

A változatos sekélytengeri üledék a miocén transzgresszió első terméke a Mátra környékén. Az oligocén összlet denudált térszínére települ, maximálisan 30—35 m vastag. A hegység északi előterében, a Zagyvától délre elszigetelt foltokban található. Szoros-patak bányateleptől északra sárga és szürke, álrétegzett homok, illetve homokkő bukkan a felszínre, mely helyenként vékony, aprószemű kavics- és agyagbetelepüléseket tartalmaz. Ismert „nagypectenes" kifejlődése csak a Zagyvától északra követhető széles elterjedésben.

A Hársas-hegyen a fenti összletbe *Ostrea*-pad települ. A szuhai Várbérc környékén kavics és rétegzett homokkő, felsőbb szintjeiben lazább homokkő, homok képviseli az összletet *Ostrea*-paddal. Ehhez hasonló kifejlődésű Mátramindszent környékén is. Parádsasvár közelében, a Köszörűs-patak völgyében alsó szintjét konglomerátum alkotja (32. ábra). A kavicsok átmérője a 10—15 cm-t is



*32. ábra.* Burdigalai konglomerátum-pad a Köszörűs-patak völgyében
*Textfig. 32.* Burdigalian conglomerate bed in the valley of Köszörűs brook

eléri, kötőanyaga kovás. Helyenként homokos betelepüléseket tartalmaz, ezek szemnagysága 0,5—1,5 mm. Anyaga uralkodóan kvarc, kvarcit, kevesebb lidit. A konglomerátumra itt zöldes vagy sötétszürke, néhol homok- vagy kavicssávos agyag, majd homok, ill. homokkő települ.

Ez utóbbi kvarcból, muszkovitból és kloritfoszlányokból áll, alárendelt mennyiségben metamorf kőzettöredékeket, kvarcporfir- vagy csillámpala-szemcséket is tartalmaz (XIII. tábla 1—4.). Nehézásványai a rutil, cirkon, turmalin, magnetit, hematit, kötőanyaga limonit. A parádi Várhegyről származó minta kémiai összetételét a 19. táblázaton láthatjuk.

*19. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 83,72 |
| $TiO_2$ | 0,28 |
| $Al_2O_3$ | 8,28 |
| $Fe_2O_3$ | 0,57 |
| FeO | 0,27 |
| MnO | nyom |
| MgO | 0,42 |
| CaO | 0,97 |
| $Na_2O$ | 0,19 |
| $K_2O$ | 1,89 |
| $+H_2O$ | 2,14 |
| $-H_2O$ | 0,89 |
| $CO_2$ | 0,13 |
| $P_2O_5$ | 0,02 |
| | 99,77 |

Tovább kelet felé az összlet tufitossá válik. Parádfürdőtől délre, az Ilona-völgyben uralkodóan karbonátos kötésű, gyengén kavicsos, arkóza jellegű, durva homok, agyag- és márgasávos meszes homokkő található. A kavicsok átmérője néha több centiméter, részben koptatott, részben szögletes. Egyes szintjeiben gazdag makrofaunát tartalmaz. A vulkáni eredetű anyag: korrodált kvarcot tartalmazó lapillik, kőzetüveg-foszlányok, elvétve biotit. Ritkán portufasávok is találhatók. Hasonló kifejlődésben látható a felszínen a Szőkevíz-patakban, a Pálbikktől délre, a Hagymás-patakban és a Köves-patakban. Recsktől délre, a Gyórke-patakban és a Bodogh-tanyától nyugatra az összlet felső részébe osztreás pad települ.

A burdigalai összlet a hegység keleti szegélyén felszínről nem ismert, de a Sirok 1. sz. alapfúrás 299,0—324,4 m közötti mélységben feltárta. Itt — az eddigi előfordulásoktól eltérően — nem az oligocén összletre, hanem a triász időszaki diabázra települ. Alsó szintje (321,5—324,4 m) uralkodóan vulkáni eredetű anyagból — horzsakő, portufa, plagioklász (andezin), rezorbeált kvarc, biotit — áll, az üledékes anyagot agyagmárga, agyagpala, kvarcit és kvarcszemcsék képviselik. Agyagásványa montmorillonit, helyenként kevés illit. Felfelé (314,7—321,5 m) a tufaanyag mennyisége csökken, az üledékes kvarcszemcsék száma pedig nő, melyhez muszkovit társul. Az összlet legfiatalabb tagja (299,0—314,7 m) finomszemcsés, limonitos és karbonátos kvarchomokkő, kevés muszkovittal és pirittel, néhol szivacstűkkel, *Foraminiferákkal*. A burdigalai tengeri összlet faunáját a 20. táblázat tartalmazza.

*Tarkaagyag, homok, kavics (szárazföldi összlet)*

A Mátra hegység északi előterében a burdigalai sekélytengeri összletre a tenger regressziójára utaló szárazföldi eredetű rétegek települnek 10 m-t ritkán meghaladó vastagságban. Az összlet fedője az „alsó riolittufa". Anyaga uralkodóan tarka — vörös, zöldes, sárga vagy ibolyás árnyalatú — agyag, helyenként homok és kavics. A sekélytengeri összlethez hasonlóan, többnyire csak elszigetelt foltokban észlelhető. A Szoros-patak völgyében vörösagyagrétegek váltakoznak zöldesszürke homokos agyag- és laza homokkő-rétegekkel. Felső-Lengyend környékén, a Dobronka-völgyben és a Madarász-hegyen főleg homokos—kavicsos kifejlődésben kerül felszínre, az agyagos frakció kevés. A kvarckavicsok átmérője 0,5—3,0 cm közötti, színük fehér vagy sárga, ritkán fekete, elvétve homokkőkavicsokat is tartalmaz. Mátramindszent

*20. táblázat*

**A burdigálai homok, homokkő, kavics, konglomerátum faunája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Coccolithophorida | | | | | | | | | |
| *Discoaster binodosus binodosus* MARTINI | | | | + | | | | | |
| Foraminifera | | | | | | | | | |
| *Rotalia beccarii* (L.) | | | | | | | | | + |
| Vermes | | | | | | | | | |
| *Entalis* cfr. *simplex* MICHT. | | | | | + | | | | |
| Mollusca | | | | | | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | |
| *Pectunculus (Axinaea) fichteli* DESH. | | | | | + | | | | |
| *Pteria phalaenacea* L. | + | | | | | | | | |
| *Aequipecten praescabriusculus* FONT. | | | | | + | | | | |
| *Aequipecten scabrellus* LAM. var. *bollenensis* MAY. | | | | | + | | | | |
| *Chlamys holgeri* GEINITZ | | + | + | | | | | | |
| *Chlamys palmata crestensis* FONT. | | | + | | | | | | |
| *Pecten beudanti* BAST. | | | + | | | | | | |
| *Pecten hornensis* DEP. et ROM. | + | + | + | | + | | | | |
| *Pecten pseudobeudanti* DEP. et ROM. | + | | | | + | | | | |
| *Anomia aspera* PHIL. | | + | | | | | | | |
| *Anomia ephippium* L. | + | | | | | | | | |
| *Anomia ephippium pergibbosa* SACCO | | + | | | | | | | |
| *Ostrea crassissima* LAM. | + | | | | | + | + | + | |
| *Ostrea* cfr. *digitalina* DUB. | | | | | | | + | | |
| *Ostrea gingensis* SCHLOTH. | | | | | | + | + | | |
| *Ostrea lamellosa* DUB. | | + | | | + | | + | | |
| *Ostrea* sp. | | | | | + | | | | |
| *Isocardia* sp. | | | | | + | | | | |
| *Diplodonta rotunda* MONT. | | | | | + | | | | |
| *Cardium* sp. | | | | | + | | | | |
| *Ventricola multilamella* LAM. | | | | | + | | | | |
| *Tellina (Peronaea) planata* L. var. | | | | | + | | | | |
| Gastropoda | | | | | | | | | |
| *Trochus (Oxystele) amadei* BRONG. | | | | | + | | | | |
| *Bolma* sp. cfr. *rugosa* (L.) var. | | | | | + | | | | |
| *Haustator* cfr. *triplicatus* BR. var. | | | | | + | | | | |
| *Haustator vermicularis* BROCC. var. *tricincta* SCHAFF. | | | | | + | | | | |
| *Solarium caracallatum* LAM. var. | | | | | + | | | | |
| *Natica* sp. | | | | | + | | | | |
| *Pyrula (Ficula) condita* BRONG. | | | | | + | | | | |

*20. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Ancillaria (Baryspira) glandiformis* LAM. | | | | | + | | | | |
| *Tudicula rusticula* BAST. | | | | | + | | | | |
| *Clavatula* cfr. *mariae* R. HOERN. et AU. | | | | | + | | | | |
| *Clavatula* cfr. *semimarginata* LAM. | | | | | + | | | | |
| *Leptoconus dujardini* DESH. | | | | | + | | | | |
| Crustacea | | | | | | | | | |
| *Balanus concavus* BRONN | + | | | | + | | | | |

1. Kisterenyétől DK-re és K-re. SCHRÉTER Z. 1940a.
2. Kisterenyétől DK-re a vasút melletti domborr. CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1953.
3. Nagybátony. CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1960.
4. Nagybátony, Szoros-patak. BÁLDINÉ BEKE M. 1960.
5. Ilona-völgy. ROZLOZSNIK P. 1939.
6. Györke-patak. ROZLOZSNIK P. 1939.
7. Mátramindszent, Köszörűkő-patak. SZENTES F. 1939.
8. Hársas-hegy. SCHRÉTER Z. 1940a.
9. Sirok 1. sz. alapfúrás. VARGA GY. 1968c.

környékén ismét a tarka- és vörösagyag van túlsúlyban. Mátramindszenttől délre, a Köszörűkő-völgyben a túlnyomóan sárga homokból, továbbá homokkőkonglomerátum-, meszes homokkő-, kavics-, vörös- és tarkaagyag-rétegekből álló terresztrikus összletbe *Ostrea*-pad (*Crassostrea crassissima* LAM.) települ, mely a tenger oszcillációjára utal. Parádóhuta környékén, a Köszörűs-patak völgyében néhány méter vastagságban fejlődött ki, anyaga sötétszürke homokos agyag. Az Ördöggátak közelében a szárazföldi tarkaagyag sorozatába tartozónak tekinthető az a lagúna-fáciesű rétegsor, melyben a homokos rétegek között gipszes tőzegrétegek figyelhetők meg. Ugyanitt parti hullámfodros homokkő is található. A sorozatot a közeli karbonátos piroxénandezit kontaktizálta.

Kelet felé a szárazföldi összlet alárendeltté válik, a Györke-patak és Szőkevíz-patak völgyében csak néhány barnakőszéncsíkos agyagkibúvás utal jelenlétére. A Miklós-völgy és Báj-patak környékén ismét jelentősebb, 10 m körüli vastagságban, tipikus terresztrikus kifejlődésben (vörösesbarna agyag) található. Itt az előbbiektől eltérően közvetlenül az oligocén agyagra (Miklós-völgy), illetve diabáztörmelékből álló fosszilis törmelékfelhalmozódásra (Báj-patak, Kalapos-tető 1. sz. fúrás) települ a tengeri burdigal hiányával. A hegység keleti szegélyén a Sirok 1. sz. alapfúrás szelvénye nem tárta fel, viszont ettől ÉK-re a hegység távolabbi előterében, a Darnó-hegy környékén a triász időszaki képződményekre települő összlet vastagsága a 25—30 m-t is eléri.

## Helvéti emelet (ottnangien)

*Horzsaköves alsó riolittufa*

A hegység aljzatának felépítésében jelentős helyet foglal el, sőt vezetőszintet alkot a világosszürke vagy fehér színű, helyenként durva horzsakőtörmeléket tartalmazó riolittufa.

A lepelszerű piroklasztikum a hegység aljzatában mindenhol megtalálható, illetve feltételezhető.

Az elmúlt években végzett vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a riolittufa a különböző előfordulásokban és kibúvásokban gyakran eltérő kifejlődésben jelenik meg, melynek okát elsődleges vulkanológiai vagy akkumulációs folyamatokra és másodlagos kontakt, tektonikai vagy kőzetelbontó hatásokra vezethetjük vissza.

Az összlet vastagsága igen változó, aminek részben vulkanológiai, részben eróziós okai lehetnek. A Mátra hegységben a felhalmozódást erőteljes lepusztulás, majd transzgresszió követte. Az előbbinek tulajdonítható, hogy a feltárásokban és mélyfúrásokban sokszor áthalmozott tufarétegekkel találkozunk. A lepusztulás az oka annak is, hogy a riolittufa explóziós központjának helyét ma is csak feltételezzük. Nehezíti a fenti kérdés tisztázását, hogy a nagy kiterjedésű piroklasztikumnak sem durva agglomerátumos változatát, sem nagyobb tömegű lávaképződményét nem ismerjük. Feltételezhető tehát, hogy a riolittufa egy vagy több jelentős hosszúságú tektonikai vagy dilatációs árokból eruptálódott (Pantó G. 1965b). Kubovics I. 1963-ban a feltárásokban észlelt durva horzsakőtörmelék alapján az explóziós árok helyét a K-i Mátra északi előterébe (Kubovics 1963a), mások a Bükk hegység déli előterébe helyezik, ahol az összlet legerősebben összesült és vastagsága több száz métert is elér. A Mátra hegység területén 40 m-nél vastagabb riolittufát nem találtunk.

A riolittufát a hegység területén három jól elkülöníthető csoportba soroljuk:

— A fekvő közelében kialakult vékonyréteges változat, mely kétségtelenül vízi lerakódást bizonyít, és amelyben a részletes vizsgálatok több előfordulásban a fekvőből származó üledékes anyagot találtak (33. ábra).

— Szárazföldi rétegzetlen felhalmozódás, melyet a hegység haránt-völgyei tártak fel. Ebben az üledékes anyagok hiányoznak, de számos különböző eredetű xenolitot tartalmaznak, melyek az összlet mélyfekvőjének összetételére adnak több-kevesebb információt.



*33. ábra.* Vékonyréteges alsó riolittufa a Köszörűs-patak völgyében

*Textfig. 33.* The thin-bedded Lower Rhyolitic Tuff in the valley of Köszörűs brook

— Áthalmozott riolittufa, melyben nagy mennyiségben találtunk homok- és homokkőtöredéket, néha kavicsot. Ezek a barnakőszén-telepes összlet homokos rétegeiből származnak, így az áthalmozott rétegek kora annál fiatalabb. Egyes feltárásokban az üledékes anyag eléri a kőzet 30—40%-át (Kőhatár).

A hegység északi előterében a Hagymás- és Tilonka-patak bevágásában szárazföldi kifejlődésű riolittufát találunk. A tufa felszíni mállás következtében erősen porlik, az ellenállóbb riolit-, perlit- és felzitbombák, -lapillik a felszínen erősen kipreparálódnak. A fehér tufa összetételében leggyakrabban részben mállott horzsakő-beágyazások jelentkeznek. A horzsakődarabok mérete 1—2 mm-től 6—8 cm-ig terjed.

Mikroszkópos vizsgálat szerint a földpátot andezin- és ritkábban oligoklász-fenokristályok képviselik, gyakran ikerlemezes, zónás és üvegzárvány-koszorús belső szerkezettel. A földpátkristályok nagysága mindig 2 mm alatt marad. A kvarctartalom legtöbb esetben megfelel a szokásos riolitos összetételnek, a nagyobb kristályokon gyakran rezorbciós szegély látható. A színes elegyrészeket a deformált és részben opacitosodott, kloritosodott biotit és töredezett kristályú zöldamfibol képviseli. Az utóbbiak néha szintén opacitosodtak. A színes elegyrészek összesen mintegy 1,6—2,5%-ot tesznek ki. A fentieken kívül a tufában sokszor alaktalan, hajlott, teljesen izotróp üvegszilánkokat és -töredékeket találtunk, melyeknek belsejében az összesülésre való átkristályosodási nyomokat figyeltünk meg.

Említett feltárásokban a részben agyagásványosodott tufában található riolitos és felzites bombák szövete üveges—folyásos. A fenokristályként megjelenő biotit erősen deformált. A bombák mennyisége a Hagymás-patak feltárásaiban 5—7%, míg a Tilonka-völgyben 3% alatt marad. A Hagymás-patakban Csillagné Teplánszky E. 1969-ben szenesedett, de nem kovásodott meghatározhatatlan fatörzsmaradványokat gyűjtött.

A Kőhatár nevű erdőrész, illetve magaslat körzetében a riolittufának — a hegységben máshol nem ismert — különleges kifejlődését találjuk. A riolittufa akkumulációja közben a területen torrens vízfolyások is voltak, melyek a távolabbról szállított kaviccsal és homokkal keverték a még laza tufaanyagot. A későbbiekben a vegyes eredetű kőzettörmeléket amorf kovaanyag kötötte össze. A kötőanyag a tufa kovasavjának részleges kioldódásából és az agyagásványosodás során felszabaduló és kicsapódó kovasavból vezethető le. A rétegszakasz idegen eredetű kavicsai között uralkodik a kvarc, de jelentős mennyiségű a lidit, kvarccsillámpala és homokkő is. A kavicsanyag származására a másik lehetőség, hogy a burdigálai konglomerátum és kavicsos homokkő lepusztulásából ered. A tufogén ásványok közül az andezin, a töredezett zöldamfibol és kifakult biotit ismerhető fel a részben elbontott, limonitosan színezett riolitlapillik mellett. Kétségtelen, hogy ez a kifejlődés a riolittufa-összlet magasabb szintjét képviseli.

Parádsasvártól északra a Gerlice-folyás völgyében és a Sóscseri-magaslat nyugati részén, különösen a Fényes-pusztára vezető erdei út mentén, szárazföldi felhalmozódású riolittufa látható. A tufa erősen agyagásványosodott, a színes ásványok kifakultak és a biotitlemezek és amfibolkristályok helyét részben kloritos és limonitos csomók töltik ki. A tufa szálikus ásványait andezin, oligoklász és erősen rezorbeált kvarc képviseli (XVI. tábla 4.).

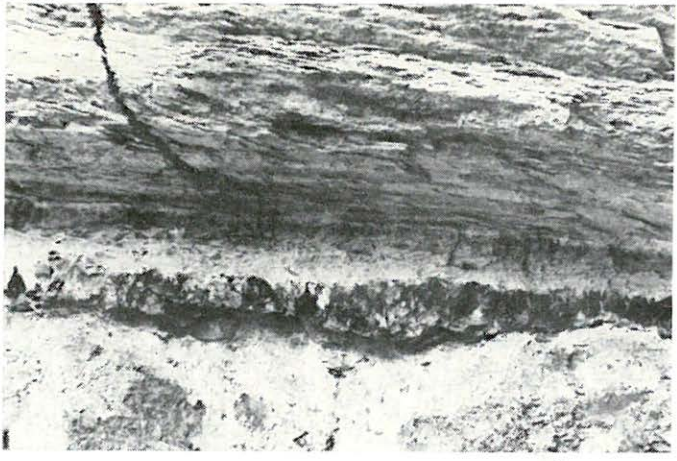
A hegység keleti és északkeleti lejtőibe vágódó patakvölgyekben a tufa jó feltárásait találjuk (Veszes-patak, parádi műút bevágása, Köszörűs-völgy és Herceg-gödre stb.). E feltárásokban a riolittufa erősen agyagásványosodott, de a fenokristályok kontúrjai még szabad szemmel is felismerhetők.

A plagioklász-fenokristályokat — az erőteljes szericitesedés és agyagásványosodás miatt — pontosabban már mikroszkóp alatt sem lehet meghatározni. A színes elegyrészek közül az amfibol néha üde, gyakrabban opacitosodott (XIV. tábla 2., XVI. tábla 2.). A biotit kloritosodott vagy teljesen kifakult. Az utóbbi esetben elvesztette pleokroizmusát. A kifakult biotitlemezekben cirkonkristályokat ismertünk fel.

A Veszes-patak feltárásaiból és törmelékeiből néhány, RÁKOSI L. meghatározása szerint, trópusi eredetű szenesedett és kovásodott fatörzsmaradvány került elő. A Köszörűs-völgyben — kisebb feltárásokban — a riolittufa feküje és fedője is megfigyelhető. A fekü az egyik feltárásban alig 20 cm vastag kovásodott, homokos agyagréteg, melyre konkordánsan következik a vékonyréteges riolittufa (34. ábra). A vékony kovásodott réteg alatt ugyancsak konkordánsan szárazföldi homokos tarkaagyag települ. A völgynek egy magasabb szakaszán a szárazföldi riolittufára eróziós diszkordanciával következik a homokos—márgás aleurit (35. ábra), mely a dél-nógrádi barnakőszén-telepes összletbe tartozik.

A riolittufa a Som-hegy északi lejtőjén, a Kétbükkfa- és a Szőkevíz-folyások völgyeiben szintén felszínre bukkan bontott formában. A tufában lapillis szerkezet alakult ki (XV. tábla 1—2.). E területen említésre méltó kifejlődést, illetve formát csak a Szőkevíz-folyásban találtunk, ahol a riolittufa az aljzatban levő homokkő hasadékába mosódott be és a jelenlegi feltárásban egy megtévesztő „tufadyke" formát mutat.

Kelet felé a riolittufát több kisebb patak és névtelen vízmosás tárja fel. A kőzet e területeken részleges összesülési jellegeket mutat, melyek az eddigi feltárásokban nem voltak megfigyelhetők. A legjellegzetesebb kifejlődést az „Ördöggátak" nevű telércsoport körzetében találjuk, ahol számos fiatalabb piroxénandezit-telér törte át a kissé kovásodott összletet. Az Ördöggátak völgyében található szenesedett és kovásodott fatörzsmaradványok azt bizonyítják, hogy a terület a riolittufa felhalmozódása előtt szárazföld volt, melyen fenyő-, hárs- és szilfákból álló erdő tenyészett (XVII. tábla 4.). A fatörzseket a



*34. ábra.* Kovásodott homokos agyagréteg a tarkaagyag-sorozat és a vékonyréteges alsó riolittufa határáról — Köszörűs-patak

*Textfig. 34.* Silicified sandy clay layer on the boundary of the variegated clay sequence and the thin-bedded Lower Rhyolitic Tuff (Köszörűs brook)



*35. ábra.* Eróziós diszkordancia az alsó riolittufa és homokos, márgás aleurit között — Köszörűs-patak völgye

*Textfig. 35.* Erosional unconformity between the Lower Rhyolitic Tuff and the sandy-marly siltstone (valley of Köszörűs brook)

forró vulkáni por szenesítette el, majd a savanyú tufából felszabaduló kovasav a fás szövet üregeit kristályos kvarccal, ritkábban opállal töltötte ki. A szenesedett fatörzsmaradványokon kívül elvétve levéllenyomatokat is találtunk, melyek között a szil- és fűzfafélék uralkodtak (PÁLFALVY I. szóbeli közlése).

A riolittufa és a fiatalabb andezittelérek érintkezésein jellegzetes *kontakt átalakulásokat* találtunk. Az erősebb átalakulás a riolittufában ment végbe. A tufaanyag megpörkölődött, megpréselődött és eredeti világosszürke színe sötétszürkére, sőt teljesen feketére változott, melyben azonban az elbontatlan kvarcszemcsék szabad szemmel még továbbra is felismerhetők. Ásványtanilag az erősen kovásodott alapanyagban hajlott és préselt horzsakőnyalábok helyezkednek el, néha devitrifikációs jellegekkel (XIV. tábla 1—3., XVI. tábla 1—3.). A fenokristályokat a zónás és ikerlemezes plagioklász képviseli, gyakran rezorbciós szegélyekkel. Az üde földpát-fenokristályok között oligoklász- és ritkábban andezinkristályokat találunk. A kristályok mérete általában 1 mm körüli. A színes ásványokat a deformált és opacitosodott, néha gyengén kloritos biotit képviseli. Hasonló elváltozásokat találtunk az amfibolkristályokban is, bár ez utóbbiak inkább töredeznek, mint deformálódnak. A kvarcon rezorbció és kisebb korrózió látható (XIV. tábla 4.). Az érintkezés határán 10—12 cm vastag opálér alakult ki. Megfigyelhető, hogy az érintkezési vonaltól távolodva, mintegy 1,7 m-en belül az ásványi elegyrészek elbontása, átalakulása egyre csökken és fokozatosan átmegy az eredeti világosszürke és laza tufába.

A kontakt szelvényben kőzetkémiailag érdekes összefüggést találtunk. A transzvaporizációs elemkicserélődés sokkal kisebb mértékben ment végbe, mint azt a kőzetek elszíneződése és fizikai megváltozása alapján elvárhatnánk.

A kontaktszelvény mentén 30 cm-enként vett minták kémiai változását a 21. táblázat mutatja.

A sorozatban levő riolittufa elemzési adatait vizsgálva megállapítható, hogy az érintkezési zóna felé fokozatos reduktív átalakulás és $H_2O$-csökkenés állt elő. Az előbbi magyarázata, hogy a kőzet limonittartalma a kontakt hatásra

*21. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53,07 | 89,76 | 75,34 | 73,29 | 72,82 | 71,68 | 67,42 | 70,19 |
| $TiO_2$ | 0,74 | 0,09 | 0,26 | 0,29 | 0,23 | 0,27 | 0,32 | 0,29 |
| $Al_2O_3$ | 21,98 | 3,46 | 13,35 | 13,83 | 13,56 | 13,99 | 15,19 | 13,47 |
| $Fe_2O_3$ | 5,59 | 0,17 | 0,36 | 0,81 | 0,94 | 1,75 | 2,40 | 1,23 |
| FeO | 1,24 | 0,31 | 1,71 | 1,53 | 1,44 | 1,01 | 0,89 | 0,30 |
| MnO | 0,25 | nyom | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,19 | 0,09 | 0,15 |
| MgO | 1,31 | 0,26 | 0,53 | 0,67 | 0,69 | 0,60 | 0,90 | 0,27 |
| CaO | 7,49 | 0,61 | 2,40 | 2,23 | 1,75 | 2,18 | 2,56 | 2,63 |
| $Na_2O$ | 1,92 | 0,27 | 1,55 | 1,68 | 1,42 | 1,48 | 1,30 | 1,48 |
| $K_2O$ | 1,73 | 0,76 | 2,61 | 3,05 | 2,99 | 2,97 | 2,62 | 2,67 |
| $+H_2O$ | 3,05 | 2,39 | 1,36 | 1,62 | 1,79 | 2,28 | 3,81 | 4,00 |
| $-H_2O$ | 1,89 | 1,62 | 0,53 | 0,78 | 1,93 | 1,59 | 2,65 | 3,04 |
| $CO_2$ | 0,00 | 0,00 | — | — | — | — | — | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,08 | 0,04 |
| $C_{org.}$ | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,05 | 0,04 | 0,41 | 0,08 | |
| | 100,43% | 99,73% | 100,32% | 100,01% | 99,76% | 100,42% | 100,28% | 99,76% |

1. Kontaktizáló piroxénandezit-telér.
2. Az érintkezésen kialakult opál-ér.
3. Teljesen átalakult riolittufa.
4. Erősen kontaktizált riolittufa.
5. Közepesen kontaktizált riolittufa.
6. Gyengén kontaktizált riolittufa.
7. Eredeti, nem kontaktizált riolittufa.
8. Bontott, agyagásványosodott riolittufa.

Elemző: GUZY K.-NÉ 1962. MÁFI.

hematittá alakult át, a vízgőz a növekvő hő hatására eltávozott. Az átalakulások során újabb ásványok nem keletkeztek.

A riolittufát tovább nyomozva ÉK felé azt tapasztaljuk, hogy a fiatalabb, tortonai karbonátos hipersztén andezit az összlet folytonosságát meg-megszakítja, illetve elfedte. A hipersztén andezit így több ponton, például a csákánykői kőfejtő közelében és a várbükki erdészház mellett is kontaktizálta a piroklasztikumot, de az elváltozásokat csak mikroszkópos vizsgálattal bizonyíthatjuk, mivel az érintkezés pontos helye fedve maradt. A kontakt elváltozások a szegélyi kovásodásban és összesülésben nyilvánulnak meg. A kovásodás tényét a riolittufa mikrofrakciójában észlelhető opálos—kalcedonos fészkek, az összesülést a kisebb üvegfoszlányok átkristályosodása bizonyítja.

A keleti főgerinc északi előterében ismert alsó riolittufa feltárásaiban a szenesedett—kovásodott fatörzsmaradványok ismét gyakoribbak (XVII. tábla 3.). Ezek arra engednek következtetni, hogy a burdigalai szárazföldi időszakban e területen dús vegetáció, erdőségek voltak. A fatörzsek erős elszenesedése egyértelműen a tufaszórás szárazföldi voltára utal, mivel a vízi felhamozódású tufitból és tufából kikerülő növényi maradványok csak kovásodtak és nem szenesedtek.

A Báj-patak alsó szakaszán különös rétegsort harántolt az 1960-ban lemélyített 50 m-es térképező fúrás [Recsk (Kalapostető) 1.]. Az alsó riolittufa alatt burdigalai vörös színű tarkaagyagot, majd durvaszemcsés hipersztén andezitet ért el. Ez utóbbiról a részletes vizsgálatok után kiderült, hogy a karbonátos hipersztén andezit egyik teleptelére, mely a riolittufa és a tarkaagyag—szárazföldi homokkő közé nyomult be, kissé megemelve, megpréselve és kon-

taktizálva a felette következő piroklasztikumot. A riolittufa és hipersztén-andezit közvetlen érintkezését a fúrástól keletre a patakmederben találjuk. Az érintkezés közelében a préselődés szabad szemmel is felismerhető.

Mikroszkóp alatt az egyes fenokristályok elváltozása is jól kivehető. A tufa mikrofrakciója csaknem üvegessé sült össze, melyben anizotróp devitrifikációs csomók alakultak ki és rendeződtek el a préselődési iránynak megfelelően (XV. tábla 3—4.). Az oligoklász és amfibol kissé töredezett, valamint szericitesedett és kloritosodott. A biotit a részleges opacitosodás mellett kloritosodott és a lemeznyalábok deformálódtak. A kvarckristályok enyhe rezorbciót mutatnak. A tufa horzsakő-lapillijei igen erőteljesen deformálódtak, melynek során részleges anizotrópia alakult ki.

A kontakt sorozatról készített elemzésekben (22. táblázat) az érintkezési vonal felé a $Fe_2O_3$-tartalom csökkenését észlelhetjük, ami részleges redukciót jelent és minden hasonló kontakt átalakulásnál megfigyelhető. Itt további következtetéseket levonni nem lehet, mivel a képződmények összvastartalma is nagy inhomogenitást mutat.

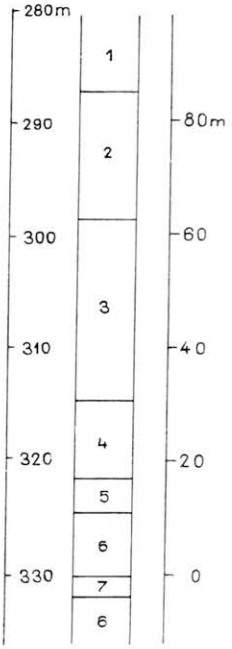
Az alsó riolittufát fontos alapszelvényként harántolta a K-i Mátra északi lejtőjén a Kalapos-tető közvetlen közelében mélyült Sirok 1. sz. földtani alapfúrás. A fúrásban vastag agyagmárga és aleurit (slírösszlet) alatt 11 m áthalmozott, kavicsos riolittufa települt. A fekvőben homokosabb kifejlődésű, 15,7 m vastag aleurit következett, mely részletesebb vizsgálatok szerint a barnakőszén-telepes összlet meddő kifejlődését képviseli. Alatta homokkal keveredett riolittufit, majd ennek fekvőjében néhány méter tiszta riolittufa következett (36. ábra). Érdekességként kell megemlíteni, hogy a fúrás típusos szárazföldi riolittufát csak mintegy 2,9 m vastagságban harántolt, holott a fúrás közelében a Báj-patak alsó szakaszán az összlet vastagsága a 30 m-t is meghaladja. Figyelemre méltó, hogy a fúrásban a riolittufa feküjét alkotó tarkaagyag és szárazföldi homokkő is kimaradt, és az összlet diszkordánsan települt az ofiolitos diabáztömegre. Ez utóbbi a határon igen erősen szerepentinesedett.

*22. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,98 | 72,39 | 69,65 | 73,44 | 68,03 |
| $TiO_2$ | 0,40 | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,18 |
| $Al_2O_3$ | 19,53 | 14,14 | 14,79 | 12,72 | 15,75 |
| $Fe_2O_3$ | 0,92 | 0,35 | 0,52 | 1,15 | 1,43 |
| FeO | 6,18 | 0,85 | 1,67 | 1,44 | 0,55 |
| MnO | 0,19 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,43 |
| MgO | 2,34 | 0,26 | 0,52 | 0,13 | 0,43 |
| CaO | 7,36 | 1,25 | 2,06 | 1,45 | 2,64 |
| $Na_2O$ | 2,30 | 1,70 | 2,04 | 2,73 | 2,15 |
| $K_2O$ | 1,82 | 3,59 | 3,09 | 2,33 | 2,65 |
| $+H_2O$ | 1,25 | 4,21 | 4,03 | 3,35 | 3,80 |
| $-H_2O$ | 1,32 | 0,89 | 1,30 | 1,06 | 2,37 |
| $CO_2$ | 3,51 | nyom | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 |
| | 100,24 | 99,85 | 99,93 | 100,03 | 100,10 |

1. Kontaktizáló hipersztén-andezit.
2—4. Különböző mértékben kontaktizált riolittufa.
5. Eredeti (nem kontaktizált) riolittufa.

Elemző: GUZY K.-NÉ 1962. MÁFI.




*36. ábra.* Sirok 1. sz. alapfúrás alsómiocén szakasza alsó riolittufa és áthalmozott riolittufa rétegekkel

*1.* Agyagmárgás aleurit (slírösszlet), *2.* áthalmozott alsó riolittufa, *3.* szárazföldi homokkő, *4.* ua. tufás betelepülésekkel, *5.* alsó riolittufa, *6.* diabáz, *7.* agyagpala

*Textfig. 36.* Lower Miocene interval of key borehole Sirok-1 with the Lower Rhyolitic Tuff and redeposited rhyolitic tuff layers

*1.* Clayey-marly siltstone (Schlier sequence), *2.* redeposited Lower Rhyolitic Tuff, *3.* terrestrial sandstone, *4.* idem, with interbedded tuff layers, *5.* Lower Rhyolitic Tuff, *6.* diabase, *7.* shale

A riolittufa legkeletibb előfordulását a már említett Báj-patak alsó szakaszán a völgy délkeleti falában találjuk. A Mátra hegység egész területén kizárólag csak itt találhatók az ártufa jellegű piroklasztikumok. A viszonylag laza, agyagásványosodott riolittufában ökölnyi, részben legömbölyített riolit-, perlit- és obszidiánbombák vannak. Ez a viszonylag durva agglomerátum arra enged következtetni, hogy a savanyú piroklasztikumot szolgáltató explóziós árok vagy árkok a közelben lehettek.

A fentiekben ismertetett riolittufa gazdasági jelentősége az, hogy a hegység északi és északnyugati előterében levő nógrádi barnakőszén-összlet fekvőjét alkotja, a barnakőszén fúrásos kutatásában vezető szintet jelez.

A hegység nagyobb tömegű alsó riolittufa-változatainak kémiai összetételét a 23. táblázat szemlélteti. Az 1—4. sz. elemzés a szárazföldi, a 6—7. sz. a fekvő közelében levő vízi és a 8—9. sz. áthalmozott mintákból készült.

A riolittufa átlagos összetételét az 1—4. sz. elemzés számtani átlagaként az 5. oszlop szemlélteti. Az így kapott értékeket a Daly-féle átlaggal összehasonlítva, CaO-ban valamivel gazdagabbak, $Na_2O$-ban viszont szegényebbek a mátrai minták, másrészről jó egyezést találunk. A CaO megnövekedésének oka a mélyaljzat karbonátos kőzeteiben keresendő, melyeken keresztül a tufaanyag felszínre explodált. A $Na_2O$-szegénységnek ásványtani okai vannak.

A 6. és 7. elemzés az összlet fekvőjét alkotó, vízben felhalmozódott, helyenként tufitos keveredésű minták összetételét szemlélteti. A magas CaO- és $CO_2$-tartalom vízi felhalmozódás eredménye. Számításaink szerint a parádi műút bevágásából származó minta $CaCO_3$-tartalma megközelíti a 10%-ot, az Ördöggátak karbonátosodott riolittufájában pedig meghaladja a 24%-ot is.

A két áthalmozott riolittufa elemzési adatainak érdekessége, hogy a Kőhatárról begyűjtött minta kovasavban igen gazdag. Ennek oka, hogy a kőzet idegen eredetű kvarchomokot és kavicsot is tartalmaz, ami megnöveli $SiO_2$-tartalmát.

A riolittufa kora — különböző szerzők szerint — a felsőburdigalai és alsóhelvéti emeletek között többször változott, aminek oka, hogy az összletben kormeghatározó fauna és flóra nem található. A fekvő kontinentális tarkaagyag fauna- és flóraegyüttese a burdigalai emeletre jellemző. A fedő kőszéntelepes összlet faunaegyüttese már kétséget kizáróan a helvéti emeletet bizonyítja. A riolitos vulkanizmus megindulását a szávai posztorogén segítette elő. A burdigalai parti lagúnákat a nagytömegű riolittufa-szóródás feltöltötte és újra szárazfölddé változtatta. Ennek tulajdonítható, hogy a riolittufa-összlet

*23. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 69,42 | 70,36 | 74,83 | 70,30 | 71,23 | 64,46 | 53,57 | 73,47 | 64,99 |
| $TiO_2$ | 0,31 | 0,10 | 0,27 | 0,22 | 0,22 | 0,02 | 0,12 | 0,12 | 0,53 |
| $Al_2O_3$ | 15,43 | 12,25 | 13,32 | 14,98 | 13,99 | 14,76 | 10,17 | 14,91 | 16,95 |
| $Fe_2O_3$ | 0,10 | 0,60 | 0,55 | 0,39 | 0,41 | 1,54 | 0,61 | 0,60 | 2,07 |
| FeO | 0,45 | 0,21 | 0,18 | 0,55 | 0,35 | 0,56 | 2,31 | 0,34 | 1,44 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,09 | 0,15 | 0,03 | 0,04 |
| MgO | 0,80 | 0,40 | 0,30 | 0,00 | 0,37 | 0,56 | 0,60 | 0,10 | 1,43 |
| CaO | 4,20 | 2,80 | 0,84 | 2,18 | 2,50 | 6,03 | 12,62 | 2,80 | 3,16 |
| $Na_2O$ | 2,22 | 0,56 | 0,48 | 0,84 | 1,03 | 0,80 | 0,60 | 2,35 | 2,90 |
| $K_2O$ | 4,52 | 3,84 | 6,24 | 7,26 | 5,47 | 3,00 | 5,37 | 2,82 | 1,32 |
| $+H_2O$ | 2,43 | 5,44 | 2,40 | 2,23 | 3,12 | 3,63 | 2,30 | 1,92 | 2,32 |
| $-H_2O$ | 0,43 | 3,45 | 0,45 | 0,98 | 1,33 | 0,58 | 0,82 | 0,40 | 1,77 |
| $CO_2$ | 0,07 | nyom | 0 | 0,15 | 0,06 | 4,13 | 10,77 | nyom | 0,11 |
| $P_2O_5$ | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,06 |
| $C_{org.}$ | 0,23 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | — | 0,14 | 0,03 | — |
| S | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,15 |
| | 100,74 | 100,12 | 99,93 | 100,19 | 100,24 | 100,21 | 100,19 | 99,90 | 100,24 |

1—2. Hagymás-patak.
3. Gerlice-patak.
4. Ördöggátak.
5. Átlagos összetétel (1—4. elemzés).
6. A parádi műút bevágása.
7. Ördöggátak.
8. Kőhatár, nyugati lejtő.
9. Sirok 1. sz. alapfúrás 299,0 m.

Elemzők: 1—4., 7—9. EMSZT M.—SOHA I.-NÉ 1970. 6. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1970. MÁFI.

alját néhány méter vastagságban helyenként még vízi lerakódású piroklasztikum képviseli. A szárazföldi riolittufa kiszóródása viszonylag gyors folyamat lehetett, ami kiegyenlítette a meginduló térszínsüllyedést. Az áthalmozott riolittufa az „alsó riolittufa" egyes területrészek egyenlőtlen süllyedéséből adódó lepusztulásának eredménye, mikor a piroklasztikum anyaga keveredett fiatalabb homokos és kavicsos képződményekkel.

Fentiek alapján az alsó riolittufa korának meghatározása nehézségekbe ütközik. Ezért alkalmaztuk a HÁMOR G.—JÁMBOR Á. (1971) által az új neogén rétegtani nevezéktan hazai kimunkálása során javasolt megoldást, amely nemzetközi konvenció alapján az ottnangien emelet alsó határát az alsó riolittufa bázisán jelöli ki.

*Barnakőszén-telepes összlet*

A hegység északi előterében a terresztrikus sorozatra települt riolittufát (alsó riolittufa) a barnakőszén-telepes összlet fedi. Kifejlődése legteljesebb Nagybátony környékén, ahol bányászatilag is feltárt, és termelés alatt áll. Az összlet vastagsága 60 m körüli, faunáját a 24. táblázaton foglaltuk össze, általános rétegsora pedig, a területen felülről lefelé haladva, a következő (SZENTIRMAI I. 1962):

Középszemű, jól osztályozott, alsó padjaiban chlamyszos homok, homokkő. Kötőanyaga agyagos, olykor karbonátos. Ez utóbbi mennyisége 5—20%. Vastagsága 20—50 m közötti.

Életnyomos (VITÁLIS S. 1961) vagy teredós (ID. NOSZKY J. 1927) agyag. Az iszapfaló szervezetek járatait a fedő homokkő anyaga töltötte ki. Vastagsága 2—15 cm.

*I. kőszéntelep*, fényes barnakőszén, a fedő és fekvő felé gyengén szennyezett. Vastagsága 1—3 m.

Csíkos, homokos agyagpala (kanavász). Csíkozottságát a különböző szürke árnyalatú, 1—3 cm vastagságú, hosszúkás lencse alakú, ívesen keresztrétegzett sávok idézik elő. Vastagsága 20 m körüli.

Barna, bitumenes agyag epigén pirittel. Vastagsága 10—300 cm.

*II. kőszéntelep*. Felső pad: barnakőszén, ismétlődő homokkőrétegekkel. Vastagsága 80—100 cm. Meddő: szürke, kőszéncsíkos, finomhomokos agyag. Törmelékanyaga kvarc, muszkovit, magnetit, ilmenit, gránát, klorit, rutil, cirkon, staurolit. Vastagsága 70—80 cm. Alsó pad: égőpala, agyagos, homokos szennyezettségű. Vastagsága 60—70 cm.

Finomszemű, szürke, kovás homokkő, kőszenes növényi maradványokkal. Vastagsága néhány méter.

Szürke, duzzadó agyag; hiányosan, lencsésen kifejlődve a fekü riolittufa mélyedéseiben.

Nagybátonytól délre Szoros-patak környékén a II. telep közvetlen fedőjében 1—4 m vastag lumasellás—congeriás mészkő található. Dél felé az összlet vulkáni takaróval fedett, legdélibb feltárt előfordulása a Hasznos 1. sz. mélyfúrás 509,3—516,7 m-éből ismert.

Kelet felé a barnakőszén-telepek fokozatosan elmeddülnek. A Mélypatak—Ajnács vonaláig kifejlődése az előbbihez hasonló, két kőszéntelepet tartalmaz. Ettől keletre azonban egy kőszéntelep képződött, az összlet felépítése egyszerűbbé vált. Mátramindszent környékén (Hagymás-patak, Széklapos, Sárkány-gödör) a kőszénréteg fekvője és fedője egyaránt 15—30 m vastag finomszemű, kemény kvarchomokkő. A homokkő fehér, helyenként kissé limonitos vagy zöldes árnyalatú, egyenletesen finomszemcsés, gyengén csillámos. Kevéssé koptatott, 0,2—0,5 mm-es kvarcszemcsékből, kisebb mennyiségben

*24. táblázat*

**A barnakőszén-telepes összlet közvetlen fedőrétegeinek faunája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| Mollusca | | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | |
| *Arca* sp. | | | | | + |
| *Chlamys fasciculata* (Mill.) | | + | | | |
| *Chlamys macrotis* (Sow.) | | + | | | |
| *Chlamys scabrella* (Lam.) | | + | | | |
| *Chlamys scabriuscula* (Math.) | | + | | | |
| *Chlamys specularia* (L.) | | + | | | |
| *Pecten* sp. | | | | | + |
| *Congeria bradii* Brong. | | | | + | |
| *Congeria* cfr. *claviformis* Krauss | | | + | | |
| *Cardium* sp. | | | + | | |
| *Corbula* sp. | | | | | + |
| Echinodermata | | | | | |
| Asteroidea | | | | | |
| *Luidia hungarica* Rakusz | + | | | | |
| Echinoidea | | | | | |
| *Schizaster* sp. | + | | | | |

1. Nagybátony, Simi lejtakna. Rakusz Gy. 1926.
2. Katalin II. lejtakna. Szentirmai I. 1962.
3. Nagybátony. Schréter Z. 1940a.
4. Szoros-patak. Id. Noszky J. 1927.
5. Miklós-völgy. Id. Noszky J. 1927.

0,3—0,6 mm-es töredezett földpátkristályokból, hasonló nagyságú kvarcit-, márga- és agyagtörmelékből, továbbá 0,1 mm körüli biotitlemezkékből áll. Kissé agyagos, gyengén kovás. A Hagymás-patak és Bükki-patak torkolatától keletre a homokkőrétegek között egy fehér, kemény, igen finomszemcsés, kevés 0,1—0,4 mm-es kvarc- és plagioklászkristályt tartalmazó agyagos—homokos mészkőpad található.

A Tilonka-völgy környékén a fekvő homokkő nem fejlődött ki, a barnakőszén közvetlenül a riolittufára települ. Kelet felé a barnakőszén kimarad az összletből. Legkeletibb megjelenése a Harangláp-tölgyestől DK-re a Peteréten mélyített fúrásból ismert (ID. NOSZKY J. 1912b). Parádsasvár környékén az alsó riolittufa fölött éles határral lemezes vagy vékonypados, világosszürke, csillámos, középszemcsés, helyenként néhány centiméteres barnakőszénzsinórokat tartalmazó kvarchomokkő található.

Parádóhuta környékén a Kétbükk közti patak medrében márga- és homokkő-betelepüléses sötétszürke, szenes agyag képviseli az összletet, ettől kezdve összefogazódik a fedő agyagos—márgás aleuritrétegekkel és csak a Báj-patak—Miklós-völgy környékén ismerhető fel újra. Itt ismét csillámos homokkő formájában fejlődött ki, 50—80%-át 0,1—0,7 mm-es szögletes kvarcszemcsék alkotják, melyhez még muszkovitpikkelykék, továbbá a kvarcszemcsék méretét kissé meghaladó, gyengén koptatott, kvarcit-, csillámpala-, kovásodott agyagpala- és mészkőtöredékek társulnak. Elvétve mikroklin-, gránát-, karbonátszemcséket, szivacstűket, algametszeteket tartalmaz. Kovás, néhol kissé agyagos vagy limonitos. A finomszemcsés homokkőbe helyenként durva konglomerátumpadok települnek. A törmelék átmérője néhány millimétertől több centiméterig terjed, anyaga erősen koptatott kvarc, kvarcit, lidit, radiolariás kovapala, csillámpala, diabáz, agyagpala, mészkő, ritkán riolit, kötőanyaga kovás. A Sirok 1. sz. alapfúrással harántolt rétegösszletben az alsó riolittufára közvetlenül a slírösszlet települ.

## Helvéti emelet (kárpátien)

*Agyagmárga, aleurit (slírösszlet)*

A hegység északi előterében a legnagyobb vastagságban és elterjedésben követhető képződmény. Végigkísérhető a Mátra északi szegélyén Hasznos—Tar környékétől Pusztakőkútig, és a vulkáni összlet alatt is (Gyöngyösoroszi 2. sz. fúrás) csaknem a hegység déli oldaláig. Legvastagabb Nagybátony környékén (400—500 m), míg kelet felé kissé elvékonyodik (Sirok 1. sz. alapfúrás 106,5 m). Az összefüggő, egyveretű üledéksor gyér ősmaradvány-tartalma miatt nehezen tagolható. Anyaga szürkéssárga, finomszemcsés, csillámos agyag és kőzetliszt változó mennyiségű homok- és karbonáttartalommal. A 0,1—0,3 mm-es, gyengén koptatott kvarcszemcsék és muszkovitpikkelyek mennyisége alulról felfelé növekszik. A Sirok 1. sz. fúrás által feltárt agyagmárga—aleurit összletben számos finomabb és durvább szemcséjű homokkőpad települ. Ennek járulékos ásványai a gránát, klorit, glaukonit, krisztobalit, plagioklász, piroxén stb. Karbonáttartalma 10—35% közötti, karbonátásványa uralkodóan dolomit, alárendelten kalcit, agyagásványa illit. Helyenként szórt vulkáni anyagot (plagioklásztöredék, vulkáni por) is tartalmaz, tufitos kifejlődésű. Ez utóbbi esetben a kőzetben montmorillonit is kimutatható. Ősmaradvány-tartalma viszonylag gyér (XVIII. tábla 1—4; 25. táblázat).

*25. táblázat*

**A slírösszlet foraminifera faunája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Dendrophrya* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dorothia* sp. | | + | | + | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Haplophragmoides canariensis* (D'ORB.) | | + | | | + | | + | + | | + | | | + | | | | | |
| *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.) | | | | | + | | | + | | | | | + | | | | | |
| *Spiroplectammina deperdita* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Textularia articulata* D'ORB. | | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Textularia* sp. | | + | | | | | | | + | + | | | + | + | + | | | |
| *Quinqueloculina* sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Robulus austriacus* (D'ORB.) | | + | | | + | | | + | | | | | | | | | | |
| *Robulus cultratus* MONTF. | | + | | | + | | + | + | | | | | | | | | | |
| *Robulus depauperatus* (REUSS) | | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Robulus inornatus* (D'ORB.) | | | | | + | | | + | | | | | + | | | | | |
| *Robulus* sp. | + | + | | | + | | + | | | | | + | | | + | | | |
| *Marginulina glabra* D'ORB. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Marginulina obliqua* D'ORB. | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Marginulina* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Dentalina adolphina* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Dentalina elegans* D'ORB. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalina filiformis* D'ORB. | | + | | | + | | + | + | | | | | | | | | | |
| *Dentalina pauperata* D'ORB. | | | | | | | | + | | | | | + | | | | | |
| *Dentalina* sp. | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | |
| *Nodosaria bacillum* DEFR. | | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria mariae* D'ORB. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nodosaria rudis* D'ORB. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Nodosaria* sp. | | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Lagena* sp. | | + | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Glandulina* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Polymorphina ovata* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Nonion boueanum* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | + |
| *Nonion commune* (D'ORB.) | + | | | | + | | | + | | | | | + | + | + | | + | |
| *Nonion pompilioides* (FICHT. et MOLL) | | + | | | + | | + | + | | | | | | | | | | |
| *Nonion soldanii* (D'ORB.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Nonion* sp. | + | | | | + | | + | | | | | | | | | | | |
| *Elphidium crispum* (L.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Elphidium fichtellianum* D'ORB. | | | | | + | + | | + | | | | | | | | | | |
| *Elphidium* sp. | + | + | + | + | | | | + | | + | | | | | + | + | | |
| *Plectofrondicularia* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Bulimina elongata* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Bulimina pupoides* D'ORB. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Entosolenia orbignyana* (SEG.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Virgulina schreibersiana* CZJZ. | | + | | | | | | | | | | | + | | | | + | |
| *Bolivina dilatata* REUSS | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Bolivina plicatella* CUSHM. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Bolivina punctata* D'ORB. | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Uvigerina brunnensis* D'ORB. | | | | | + | | + | | | | | | | | | | | |
| *Uvigerina pygmaea* D'ORB. | | + | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Uvigerina tenuistriata* REUSS | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Uvigerina* sp. | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Trifarina bradyi* CUSHM. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Gyroidina soldanii* D'ORB. | | | | | | | | | | | | | + | | + | | | |

*25. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Eponides haidingerii* (d'Orb.) | | + | | + | + | + | + | + | | | | | | | | | | |
| *Rotalia beccarii* (L.) | | + | + | + | + | + | | | + | | | + | | | | | | + |
| *Rotalia* sp. | + | | | | | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Siphonina reticulata* (Czjz.) | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Cassidulina crassa* d'Orb. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Pullenia quinqueloba* (Reuss) | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Globigerina bulloides* d'Orb. | + | + | | + | + | | + | + | | + | + | + | + | | | | + | |
| *Globigerina* sp. | + | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| *Globigerinoides triloba* (Reuss) | | + | | + | | | | + | | | | | + | | | | | |
| *Cibicides boueanus* (d'Orb.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cibicides dutemplei* (d'Orb.) | | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Cibicides lobatulus* (W. et J.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cibicides* sp. | | + | | | | | | + | | + | | | + | | | | | |

1. Nagybátony 67. sz. f. Meisel J.: fúrási rétegsor.
2. Nagybátony 68. sz. f.
3. Nagybátony 72. sz. f.
4. Nagybátony 76. sz. f.
5. Nagybátony 78. sz. f.
6. Nagybátony 79. sz. f.
7. Nagybátony 82. sz. f.
8. Nagybátony 83. sz. f.
9. Nagybátony 84. sz. f.
10. Nagybátony 88. sz. f.
11. Nagybátony 90. sz. f.
12. Nagybátony 91. sz. f.

} Bartkó L.: fúrási rétegsor.

13. Nagybátony 210. sz. f. Laky I. (in Jámbor Á.—Moldvay L.—Rónai A. 1966).
14. Dorogháza 1. sz. f.
15. Dorogháza 2. sz. f.

} Meisel J.: fúrási rétegsor.

16. Dorogháza 6. sz. f. Bartkó L.: fúrási rétegsor.
17. Sulyomtető. Jugovics L. 1940.
18. Sirok 1. sz. alapfúrás. Korecz J.-né (in Varga Gy. 1968c).

A slírösszlet a benyomuló andezittestek, -telérek közelében a hőhatás következtében átalakult, színe sötétszürke, kemény lemezes—palás szerkezetű.

Az összlet legfelső szintjeiben helyenként a homok és a vulkáni anyag válik uralkodóvá.

Parádsasvár környékén az andezittufa mennyisége gyakran meghaladja a kőzet anyagának 50%-át, anyaga ikerlemezes plagioklász, hipersztén és pilotaxitos szövetű andezitlapilli. Gyakoriak a kőzetben a kovásodott, de szenesedési nyomokat nem mutató fatörzsdarabok.

A Sirok 1. sz. alapfúrás szelvényében a slírre 8,2 m vastagságban agyagásványosodott (montmorillonitos) homokos andezittufa települ. Ezt 16,3 m vastag finomszemcsés homokkőréteg követi, mely uralkodóan 0,1 mm körüli kvarcszemcsékből áll, jelentős mennyiségű irányítottan elhelyezkedő muszkovitot tartalmaz. Járulékos ásványai a gránát, glaukonit, elvétve plagioklász. Felfelé a vulkáni eredetű anyag mennyisége ismét több, megjelennek a biotit- és a kloritszemcsék, szferolitos dácit- és bontott andezitlapillik (1,4 m), majd a miocén andezitvulkanizmus termékei települnek e rétegekre.

A slírösszletet ID. NOSZKY J. (1929b) négy tagozatra osztotta (felülről lefelé):

40 m meszes márga,
200 m márgás slír,
150 m agyagos slír,
50 m homokos slír.

A *Foraminifera*-vizsgálatok (LAKY I. in JÁMBOR Á. et *al.* 1966) alapján megállapítható, hogy az összlet alsó részei még csökkentsósvízi, míg felső tagjai normál sótartalmú tengerre utaló faunát tartalmaznak (25., 26. táblázat). Az összlet korát HÁMOR G.—JÁMBOR Á. (1971) összefoglaló tanulmánya alapján a helvét s. l. = kárpátien emeletben jelöljük meg.

*Vulkáni képződmények*

E vulkáni fázis termékeit több kutató leírta, de korát csak az utolsó években rögzítették. VÍGH GY. (1939a) a jobbágyi Nagyhársas nyugati oldalán az egyik kőfejtőből piroxénandezitet említ a „középső riolittufa" feküjében, bár helvéti korát nem hangsúlyozta. SCHRÉTER Z. (1940b) térképén is jelzett andezites képződményeket a középső riolittufa alatt, főleg a tari Csevicés-völgyben és a Gyula-major közelében, de ezeket még nem különíti el a tortonai emelet andezites képződményeitől.

A hegység 10 000-es méretarányú térképezése és vizsgálata során újra felvetődött a „középső riolittufa" vagy azóta „dácittufa" néven ismert horzsaköves lepelképződmény alatti, főleg andezites összetételű piroklasztikumok helvétbe való sorolása. Először 1959-ben a közép-mátrai Veszes- és Köszörűs-patak völgyében találtuk meg, ahol egy részleges halmirolízisre utaló lapillis tufás kifejlődésben mutatkozik. Később a térképezés során több ponton is kimutattuk.

Sztratovulkáni sorozat

A helvéti sztratovulkáni sorozatban több szintben is megtaláltuk a különböző szemcseméretű, bontottsági fokú, főleg andezites összetételű piroklasztikumot. A piroklasztikumok közé lávaagglomerátum- és tömött vagy hólyagos lávapadok települnek. A lávaképződmények a tortonaihoz hasonló összetételű hipersztén andezitek vagy alárendelten augithipersztén andezitek.

A sztratosorozat vastagsága változó, legvastagabb (102 m-t meghaladó) a jobbágyi ipari fúrásokban. A kelet-mátrai Aszó-völgyben ugyanebbe a soro-

*26. táblázat*

**A slírösszlet makrofaunája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nucula nucleus* L. | | | | | | | | | | | | | | | + | | + |
| *Nucula* sp. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Leda (Lembulus) fragilis* CHEMN. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Arca diluvii* LAM. | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Arca* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Aequipecten praescabriusculus* FONT. | | | | | + | + | + | | | | | | | | | | |
| *Aequipecten* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Pecten cristatus* BRONN | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Pecten* sp. | | | | | + | | | + | | + | + | + | + | + | | | |
| *Astarte neumayri* R. HOERN. | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Thyasira subangulata* R. HOERN. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Miltha ottnangensis* R. HOERN. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Lucina* sp. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Loripes dujardini* DESH. | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Megaxinus incrassata* DESH. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Venus (Ventricola) multilamella* LAM. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Venus* sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Spisula subtruncata triangula* MEZNERICS | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Anatina fuchsi* R. HOERN. | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Lutraria* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Macoma elliptica ottnangensis* R. HOERN. | | | + | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Angulus (Peronidia) planatus* L. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Angulus (Oudardia) compressa* BR. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Tellina schönni* M. HÖRN. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Tellina* sp. | + | + | | + | + | + | | + | + | | | | | | | | |
| *Corbula gibba* OLIVI | | | + | | + | | | | + | | | | | | | | |
| *Corbula* sp. | + | | | | + | | | + | | | | | | | | | |
| Scaphopoda | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalium bouéi* DESH. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Dentalium* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | + | | |
| Gastropoda | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Rissoa (Alvania?)* sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Turritella archimedis* BRONG. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Turritella turris* BAST. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Protoma cathedralis paucicincta* SACCO | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Architectonica simplex* BRONN | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Calyptraea chinensis* L. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Calyptraea* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Pirula condita* BRONG. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| *Buccinum* sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Nassa hörnesi* MAYER | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Fusus* sp. | | | | | | | | | | | | | | | + | | |

*26. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Ancilla glandiformis* Lam. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Clavatula asperulata* Lam. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Pleurotoma* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Genota* cfr. *valeriae* Hoern. et Auing. | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Conus dujardini* Phil. | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Terebra neglecta* Micht. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Ringicula (Ringiculella) auriculata buccinea* Br. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Echinodermata | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Brissopsis (Brissoma)* cfr. *ottnangensis* R. Hoern. | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Schizaster* sp. | + | | | + | | | | + | | | | | | | | | |

1. Nagybátony 67. sz. f. Meisel J.: fúrási rétegsor.
2. Nagybátony 68. sz. f. Bartkó L.: fúrási rétegsor.
3. Nagybátony 69. sz. f. Cs. Meznerics I. 1951b.
4. Dorogháza 2. sz. f. Meisel J.: fúrási rétegsor.
5. Hasznos 1. sz. f.
6. Hasznos 2. sz. f.
7. Hasznos 3. sz. f.
8. Tar 5. sz. f.
9. Tar 6. sz. f.

} Vitális S.: fúrási rétegsor.

10. Tar 19. sz. f. Stima J.-né: fúrási rétegsor.
11. Tar 21. sz. f. Tisza É.: fúrási rétegsor.
12. Tar 23. sz. f.
13. Tar 24. sz. f.
14. Tar 27. sz. f.

} Stima J.-né: fúrási rétegsor.

15. A Mátra hídja. Id. Noszky J. 1927.
16. Tar, Szalajka-völgy. Schréter Z. 1940a.
17. Tar, Szalajka-völgy. Cs. Meznerics I. 1951b.

zatba tartozó 30—40 m vastag lapillis tufát találtunk. Adataink szerint a helvéti vulkáni tevékenység a mai hegység Ny-i részén indult és a Ny-i Mátra felezővonaláig terjedt.

A Mátraszentimre—Gyöngyös vonaltól K-re csak lapillis vagy portufás kifejlődésben ismerjük, ami arra vall, hogy e területen aktív krátere vagy hasadéka nem volt. Földtani és vulkanológiai megfontolások szerint a helvéti vulkánosság egyik aktív centruma a jobbágyi Nagyhársas aljzatában volt, ahol a harántolt összletben igen durva bombákat és tömböket tartalmazó agglomerátumos szinteket találtunk. Másik erupciós központ a Nyikom ÉNy-i aljzatában, a Remete-hegy körzetében lehetett, ahol a durva agglomerátumos kifejlődések mellett nagy kiterjedésű lávaképződmény is ismeretes. Jellegzetes szubmarin lávaképződményeket ismerünk az Ágasvár É-i előterében, a Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásból, valamint a tari Csevicés-völgyben.

Megjegyezzük, hogy a helvéti vulkanizmus termékei, azok elváltozásai és rétegsorrendje csaknem minden előforduláson más és más, ezért a felszíni kibúvásokat és a fúrásokban észlelt rétegsorokat külön-külön ismertetjük:

A helvéti vulkánosság termékeit a *jobbágyi Nagyhársas* Ny-i lejtőjébe mélyült kőfejtők tárják fel. A területen 1963-ban sekély mélységű fúrásokat mélyítettek, melyek az alábbi rétegsort szolgáltatták:

| | | |
|---|---|---|
| 0,00— | 24,50 m | lemezes, üde augitos hiperszténandezit |
| 24,50— | 37,00 m | agyagos durva agglomerátum |
| 37,00— | 42,20 m | tömött, üveges piroxénandezit |
| 42,20— | 47,50 m | agyagásványosodott andezittufa, -tufit |
| 47,50— | 49,60 m | lávaagglomerátum |
| 49,60— | 55,00 m | kilúgzott, bontott piroxénandezit |
| 55,00— | 62,00 m | lávaagglomerátum |
| 62,00— | 80,00 m | vörös és szürke piroxénandezit |
| 80,00— | 83,70 m | lávaagglomerátum |
| 83,70— | 91,50 m | andezittufa és -agglomerátum |
| 91,50— | 96,00 m | salakos agglomerátum |
| 96,00—102,50 | m | opáleres andezitagglomerátum |

Figyelemre méltó a rétegsor legfelső durva agglomerátumos szintje, melyben a tömbök 0,5 méternél is nagyobbak, de a kiváló magkihozatal egyértelműen bizonyította az agglomerátumos jelleget. A másik különös képződmény salakos agglomerátum, amelynek kötőanyaga agyagásványosan bontott, a bombák között tömött kőzetet nem találtunk. A fúrás talpán feltárt agglomerátum kötőanyaga eredetileg tufás volt, melyet később sötétzöld opál helyettesített és így a kőzet opálos breccsává alakult. A fúrástól északra a horzsaköves dácittufa közvetlen fekvőjében egy régebbi kőfejtő durva agglomerátumot tárt fel. A bombák és tömbök kötőanyaga halmirolitikusan átalakított lapillis tufa, helyenként csaknem bentonit jellegű, ezért a bombák kézzel is kiemelhetők a laza kötőanyagból.

A Nagyhársas körzetében az összlet pontos vastagságát nem ismerjük, mivel a fúrás 102,5 m-nél az opáleres agglomerátumban állt le. A többi ipari fúrás kisebb volt, ezért azok elérték ugyan a felsőhelvéti vulkanitokat, de csak a fenti sorozat egy-két rétegét harántolták.

A tömött piroxénandezit alapanyaga legtöbbször pilotaxitos szövetű, melyben üde vagy kissé bontott plagioklász-fenokristályok foglalnak helyet. A földpátok ikerlemezesek és zónásak, általában 1,0—1,5 mm-esek. Színes ásványainak többsége hipersztén, alárendelten augit. Ezen lényegesebb átalakulás nem látható. Az alapanyag földpátlécei között átlagosan 10 $\mu$-os magnetitkristályok észlelhetők.

A 49,6 m-nél kezdődő kilúgzott piroxénandezitben a földpát erősebben szericitesedett, néha agyagásványosodott vagy alapanyag-zárványokat tartalmaz. A hipersztén-fenokristályok kloritosodtak, ilyenkor a kristályok szegélyén enyhe pleokroizmus észlelhető. A 91,5 m-nél kezdődő salakos agglomerátum bombáinak térfogatsúlya mintegy 30%-os csökkenést mutat a tömött kőzetek 2,60—2,65 térfogatsúlyához viszonyítva. Megjegyzendő, hogy az opáleres kőzetekből készült metszetek ásványtanilag hasonlítanak az üde változatokhoz, de a szabad szemmel is látható sötétzöld opálerek kisebb üregeinek belső fala sugaras szerkezetű kalcedon, az opál izotróp, néha kisebb szennyeződéssel.

Az összletet a felszínen a *hasznosi Hidegkút-hegy* vagy *Remete-hegy* területén is ismerjük. Itt jellegzetes, agglomerátumnak látszó lávaformáció található. Felvételi jelentésünkben ezeket a kisméretű kibúvásokat erőteljesen összetöredezett, majd ezt követően felszíni mállása során tovább aprózódott lávaárként jelöltük (37. ábra). Megjegyezzük, hogy az ilyen képződményeket joggal nevezhetnénk „pszeudoagglomerátum"-oknak, bár itt az eredet felismerhető. A képződmény kőzettanilag augitos hipersztén andezit, melyben a plagioklász-fenokristályok kissé szericitesedtek. A hipersztén szegélyén kezdődő kloritosodás észlelhető. A kevés augit kissé karbonátosodott. Ezeken kívül a magnetiteket és az üregekben megjelenő zöldes árnyalatú agyagásványokat említhetjük meg.

Észak felé egy-két kisebb vízmosásban, erősen agyagásványosodott agglomerátum-kifejlődésben a piroklasztikum is megtalálható. A bombák hasonlóak az előbbiekhez, viszont a köztes anyag erős bontottsága miatt mikroszkóppal nem vizsgálható.

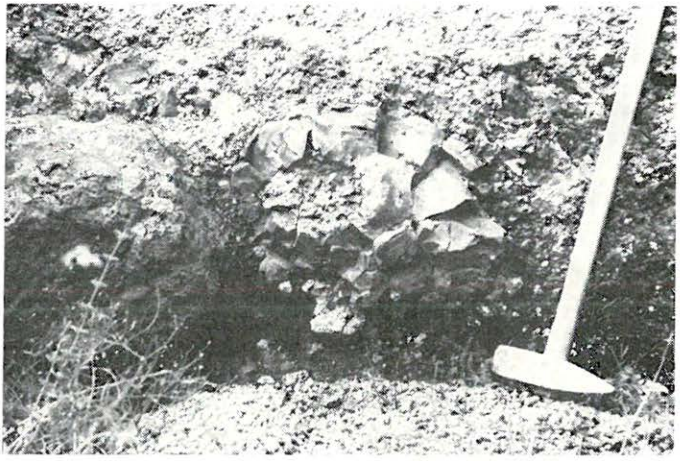
A sorozat legismertebb és legnagyobb kiterjedésű előfordulásának a *tari Csevicés-völgyet* tekinthetjük. A tari dácittufa-bányánál, a horzsaköves dácittufa alatt, agglomerátumos kifejlődésű. A bombák és lávatöredékek nagysága alig haladja meg az ökölnyi méreteket.

A bombák anyaga különböző, ami azt jelenti, hogy egy részük a feltépett idősebb képződményekből származik.



*37. ábra.* Töredékes lávaár kipreparált maradványa a Nyikom ÉNy-i lejtőjén, a Hidegkút közelében

*Textfig. 37.* Weathered outcrop of lava agglomerate on the northwestern slope of the Nyikom near Hidegkút



*38. ábra.* Nagyobb üveges szegélyű bomba a tari Csevicés-völgy északi oldalán feltárt felsőhelvéti agglomerátumban

*Textfig. 38.* Large glass-mantled bomb in an Upper Helvetian agglomerate on the northern side of the Csevicés valley at Tar

Előzőktől keletre a Csevicés-völgyben az összlet helyenként lapillis tufaként, majd újra agglomerátumként jelentkezik. A felső csevice-kúttól nyugatra a völgyfalban vízi felhalmozódásra utaló osztályozottság mutatkozik. Figyelemre méltóak az uralkodóan lapillis tufa jellegeket mutató összletben helyenként megjelenő bombák, melyek nagyságuknál fogva közeli explóziós centrumot is jelezhetnének, ritkaságuk viszont ellentmond ennek (38. ábra).

A kőzettani összetételt vizsgálva megállapítható, hogy a lapillik és bombák ez esetben is különböző sztratoszintek feltépéséből származó vegyes anyagok, ahol a bombák másodlagos elváltozásai közül leggyakoribb a halmirolitos okokra visszavezethető agyagásványosodás. A lapillik szövete pilotaxitos, hialopilites, sőt ritkán üveges is. A salakos és hólyagos lapillik—bombák a tömött kőzettöredékekkel együtt jelennek meg. Megemlíthető, hogy a lapillik és bombák között elvétve oxidált töredék is jelentkezik, de alárendelt mennyiségben. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a lapillibomba uralkodóan hipersztén-andezit. A ritkább hialopilites töredékek között augitos hipersztén-andezit is van, ami azt jelenti, hogy a piroxénváltozatok ugyanúgy keveredhetnek a helvéti sorozat kőzeteiben, mint a tortonai andezitváltozatoknál. A magnetittartalom szintén változó. Találhatunk csaknem magnetitmentes töredékeket, máskor viszont a földpátlécek közeit szinte befedi az aprószemcsés magnetit. A fenokristályok másik csoportja a labradorit, de a porfíros beágyazások gyakran nem határozhatók meg.

Az összlet a Kőerdő-tető északi oldalán is felszínre bukkan, a fedő horzsaköves dácittufával együtt. Az összlet feküje az agyagos—karbonátos aleuritsorozat (slírösszlet).

Az Oldal-hegy északi lábánál egy kisebb kőfejtőben a helvéti vulkánosság lávaképződményei is felszínre bukkannak, melyeket régebben fejthettek ki. Itt két kőzetváltozat látható: az egyik tömött sötétszürke, azonban a repedések mentén erősen limonitosodott, így csak a friss törési felületen látható a kőzet eredeti színe. A limonitosodás helyenként oly erős, hogy több centiméteres

limonitos mállási anyag kitöltéseket is láthatunk. A másik kőzettípus a hólyagos, melynek üregeiben néha kalcitos bekérgezés figyelhető meg, a limonitosodás ezt a kőzetet is sötétbarnára színezte. Az üde változat kőzettanilag augitos hiperszténandezit, melynek plagioklász-fenokristályai labradoritos összetételűek. A fenokristályok nagysága alig éri el a 2,0 mm-t.

A Mátrakeresztesre vezető országút északi oldalán a *Hegyes-hegy délnyugati lábánál* egy kisebb andezitkibúvás ismert a horzsaköves dácittufa feküjében. A közelében lemélyített Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás bizonyította, hogy itt a felsőhelvéti piroxénandezit bukkan a felszínre. A feltárás anyaga hiperszténandezit, kezdődő agyagásványosodással és kloritosodással. A földpát-fenokristályok ikerlemezes és zónás szerkezetűek, nagyságuk 2,5 mm-ig terjed.

A Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 40 m horzsaköves dácittufa alatt érte el a felsőhelvéti andezitet. Először egy 6 m-es, majd a hozzá kapcsolódó piroklasztikum összletben még két 3—3 m vastagságú augitos hiperszténandezit-szintet harántolt. A plagioklász-fenokristályok legtöbbször labradoritos összetételűek és ikerlemezesek. A színes elegyrészek néha kezdődő kloritosodást mutatnak, főleg a kristályok szegélyein. A fúrás rétegsorában a három lávaszintet közrefogó piroklasztikum-réteg mintegy 72 m volt, amiből a lávaszintek összesen 12 m-t tettek ki. A piroklasztikum a tetején agglomerátumos, mélyebben lapillis tufa kifejlődésű. Helyenként halmirolitikusan erősen agyagásványosodott. A hidrotermális átalakulásnak a nyomát sem találjuk az összleten belül. 112 m-nél a fúró egy kevert üledéksort ért el, mely számtalan vékonyabb-vastagabb rétegre osztható, és összetétele szerint tufitos márgának, tufitos homoknak, esetleg karbonátos vagy homokos tufitnak nevezhető, attól függően, hogy a vizsgált anyagban mennyi vulkáni eredetű törmelék ismerhető fel. Ebben az összletben két vékonyabb homokos réteg volt, melyben a vizsgálatok szerint csak elenyésző mennyiségű vulkáni törmelék van. Ez az összlet 56 m vastag, alatta a típusos homokos—karbonátos aleurit következik, esetenként vékony kőszéncsíkokkal és -rétegekkel. A homokkőrétegek főleg kvarcszemcsékből állnak, melyeket szürke agyag köt össze. Az üledékes anyag másik ásványa a legfeljebb 1 mm-es muszkovit, ezenkívül elenyésző mennyiségű glaukonitot, egy-két gránátszemcsét ismertünk fel mikroszkóp alatt.

A felsőhelvéti andezittufa és -agglomerátum a Hegyes-hegy nyugati oldalán szinte megszakítás nélkül húzódik át az Óvár és Ágasvár északnyugati, majd északi oldalára. A piroklasztikum vízi felhalmozódása e pontokon is bizonyított, mert a hullámzás nivellációjának hatása jól felismerhető. A különböző feltárásokban a kifejlődés is változó, helyenként agglomerátumos, másutt lapillis tufa. A halmirolízis okozta agyagásványosodás változó mértékben ugyan, de mindenhol jelentkezik. Az Ágasvár északnyugati lábánál két kisebb lávaformáció bukkan felszínre, melyek közül az egyik enyhén bontott hiperszténandezit, kezdődő agyagásványos és kloritos elbontással. A másik ponton a szálban álló, viszonylag durvaszemcsés andezit hólyagos. A hólyagokat sötétzöld glaukonit tölti ki, ami egyértelműen bizonyítja a láva tengerbe ömlését. A glaukonitos fészkek mérete néha a több milliméteres nagyságot is eléri. Az összlet részletes leírásával Kubovics I. (1964a) foglalkozott. A kőzet plagioklászai helyenként a 3 mm-t is elérik, a hiperszténkristályok enyhe kloritos elbontást, míg az egész anyag kezdeti agyagásványosodást mutat. Az alapanyag magnetitjei kissé elbontottak, egyes metszetekben azonban jól felismerhetők. A Tyukod-tető alatt a patakvölgyben bontott helvéti tufát találtunk.

A hegység északi lejtőjén a *Dobronka- és Tarkő-patak* kisebb feltárásaiban, valamint a két völgy közti bércen újra felszínre bukkannak a helvéti vulkánosság termékei, enyhén agyagásványos és karbonátos hiperszténandezitként. Szemcsézetük közepes, a szabad szemmel észlelhető földpát általában 1,0—1,5

mm körüli. Mikroszkóp alatt a hipersztén-fenokristályokon kívül kevés augit is található. Egy-egy metszetben az említett karbonátosodás mellett enyhe kloritosodás is jelentkezik. Az összlet szegélyein kisebb feltárásokban agglomerátumos vagy tufás kifejlődéseket találtunk, melyekben az agyagásványos elbontás sokkal erősebbnek látszik, mint a lávaképződményekben. A tufában néha kisebb kovás töredékek is vannak. Ásványtanilag a piroklasztikum megegyezik az effúzív termékekkel, de a hiperszténkristályok kloritosodása erőteljesebb. Mátraalmástól keletre az andezittufában kevés pirit is van.

Hasonló piroklasztikumos, főleg tufás kifejlődésű képződményeket a Közép-Mátra keleti lejtőin a *Veszes-patak* és a szomszédos *névtelen vízmosások* kisebb feltárásaiban találunk. A zöldes és halvány sárgászöld, lapillis anyagban szabad szemmel is felismerhető, hogy az apró töredékek eltérő kőzeteket képviselnek. Mikroszkópos vizsgálat szerint a lapillik között teljesen üveges, hialopilites vagy pilotaxitos szövetű töredékek vannak (XIX. tábla 1—3.). A lapillik nagysága átlagosan 1 cm alatt marad, ami az explóziós központok távolabbi voltát bizonyítja.

Hasonló megjelenésű lapillis, és felsőbb szintjein a fedő horzsaköves dácittufával keveredett, teljes egészében vízi felhalmozódású tufás összletet említ Vidacs A. (1964d) a Gyöngyössolymos (Nyirjes) 1. sz. érckutató fúrás mélyebb szakaszából, közvetlenül az agyagos aleuritösszlet fedőjéből. Ebben az összletben erős vaskioldás és halmirolitikus agyagásványosodás ment végbe, a kőzet mikroszkópos vizsgálatakor vastartalmú ásványokat, üde plagioklász-fenokristályokat alig találtunk. A ritka piritkristályok a környezet hidrotermális átalakulásának velejárói. A fúrás tanúsága szerint az összlet kb. 100 m vastag, pontosabb meghatározását megnehezíti, hogy a fedő felé mintegy 5—7 m vastagságú kevert anyag észlelhető.

Dél felé a Köszörűs-patak felső szakaszán szintén felszínre bukkan a felsőhelvéti lapillis andezittufa. Ezek a feltárások megegyeznek a Veszes-patakban észlelt, halmirolitikusan átalakult, agyagásványosodott piroklasztikumokkal.

A kelet-mátrai Som-hegytől délkeletre, a *Szállás-hegy nyugati vízmosásaiban* zöldes, sárgás vagy ritkábban barnás színű, csaknem teljesen bentonitosodott piroklasztikum nyomozható. Az erős bentonitosodás miatt az anyag helyenként kézzel morzsolható. Ásványos elegyrészeit nem lehet felismerni, bár egyes helyeken a lapillis jelleg halvány kontúrjai még láthatók. Egy minta — a Hegyaljai Ásványbánya és Őrlő Vállalat laboratóriumában végzett vizsgálat szerint — 10 cp értékű, ami a felhasználhatóság alsó határát jelenti. Kisebb bentonitos feltárásokat találtunk még a *Rózsaszállás* közelében futó erdei út bevágásában, ami az előbbi bentonitos összlet fedőjét képviseli. Vastagságát a feltárások elhelyezkedése alapján mintegy 20 m körülinek véljük, a képződményeket vízi lerakódású felsőhelvéti andezittufának tekintjük.

A hegység legkeletibb részein a *Bíró-, Sólyom-, Aszó- és Bóna-patak* völgyében újra felszínre bukkan a horzsaköves dáccitufa fekvőjében a zöld vagy zöldesszürke lapillis, ritkábban portufa. Mikroszkóppal különböző szövetű kőzettöredékek ismerhetők fel. Önálló ásványszemcséi közül a bontott, agyagásványosodott földpát-fenokristályok említhetők. A színes elegyrészeket az erőteljesen elbontott, főleg kloritosodott hipersztén vagy limonitosan színezett, karbonátos augit képviseli. A piroklasztikum legjobb feltárását a Kőkút-pusztától nyugatra eső Aszó-völgyben találjuk, itt kb. 30—40 m vastag. Egyes feltárásaiban különös sötétbarna limonitos konkréciók találhatók.

A Sirok 1. sz. alapfúrás is feltárta, illetve harántolta ezt az összletet, mintegy 1 6 m vastagságban. A fúrásban szürkészöld, viszonylag finomszemű lapillis tufaként jelentkezett, melyben kevés agyagásványosodott lapilli volt észlelhető. Az összlet a fekü felé

*

a homok- és karbonáttartalom váltakozó növekedésével megy át az agyag—agyagmárga—aleurit sorozatba.

A Verpelét 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás a nagy vastagságú horzsaköves dácittufa alatt mintegy 10 m-es rétegben harántolta. Megfigyeléseink szerint a típusos felsőhelvéti összlet csak ez alatt van, mert a magmintákban még nagyfokú keveredés észlelhető.

A fentiekben ismertettük a felsőhelvéti vulkánosság termékeinek hegységbeli elterjedését és feltárásait. A felsőhelvéti andezit és piroklasztikum hegységbeli elterjedésére vonatkozólag a fentiekből még nem kapunk teljes képet. Az észak-mátrai Dobodén-patak völgyében ugyanis a horzsaköves dácittufa közvetlenül az aleuritra települ, és nincs biztos adatunk a hegység déli előteréből sem.

A képződmények kifejlődését, az effúzív és explózív termékek arányát tekintve bizonyosra vehetjük, hogy a felsőhelvéti vulkánosság kezdő fázisa a mai Ny-i Mátra nyugati peremén indult és aktív felnyílásait legfeljebb a Galya-tető—Gyöngyös vonalig tételezhetjük fel. Ettől keletre semmi jel nem mutat arra, hogy ott explóziós központ vagy központok lettek volna. Az összlet váltakozó vastagsági adatai arra vallanak, hogy több kitörési centrummal kell számolnunk.

A felsőhelvéti andezitvulkánosság képződményeinek kémiai összetétele nagyban hasonlít a tortonai sztratovulkánosság termékeiéhez. Mivel az előbbi képződmények vízi lerakódásúak, a halmirolízis sokkal nagyobb heterogenitást idézett elő bennük, mint a későbbi tortonai képződményekben.

**A helvéti (kárpátien) vulkáni**

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Jobbágyi—Nagyhársas környéke | | | | Tar, Csevicés-völgy | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Nagyhársas Ny-i oldal, alsó kőfejtő üveges piroxénandezit | Nagyhársas Ny-i oldal, fő-i kőfejtő piroxénandezit | Nagyhársas Ny-i oldal, legészakibb kőfejtő piroxénandezit | Nagyhársas Ny-i oldal, ipari fúrás piroxénandezit | Tar, Csevicés-völgy fő-i oldal szürke andezit | Tar, Csevicés völgy fő-i oldal oxidált andezit | Tar, Csevicés-völgy Ny-i része agyagásványos andezit | Tar, Csevicés-völgy Ny-i része oxidált andezit | Tar, Csevicés-völgy fő-i oldal agyagásványos andezit | Tar, Csevicés-völgy fő-i oldal salakos piroxénandezit | Tar, Csevicés-völgy fő-i oldal mikroszemcsés andezit | Tar, Csevicés-völgy fő-i oldal bontott piroxénandezit |
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 57,61 | 56,94 | 58,85 | 53,80 | 50,90 | 50,79 | 46,92 | 56,30 | 56,64 | 53,25 | 56,40 | 55,99 |
| $TiO_2$ | 1,01 | 1,14 | 0,95 | 1,00 | 0,76 | 0,88 | 0,63 | 1,07 | 0,67 | 0,91 | 1,38 | 0,90 |
| $Al_2O_3$ | 18,35 | 17,62 | 17,40 | 19,73 | 24,38 | 19,27 | 21,18 | 19,02 | 20,23 | 18,10 | 16,14 | 18,63 |
| $Fe_2O_3$ | 0,57 | 4,77 | 1,78 | 4,82 | 3,81 | 9,59 | 0,12 | 3,04 | 3,03 | 5,27 | 4,56 | 2,54 |
| FeO | 6,54 | 0,93 | 5,76 | 2,59 | 2,59 | 1,70 | 4,94 | 0,97 | 1,53 | 2,45 | 3,94 | 3,23 |
| MnO | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,12 | 0,24 | 0,25 | 0,34 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,17 | 0,12 |
| MgO | 2,75 | 0,51 | 1,86 | 1,59 | 0,33 | 0,69 | 2,07 | 1,34 | 1,23 | 2,40 | 2,32 | 0,79 |
| CaO | 6,97 | 7,11 | 6,11 | 7,74 | 10,40 | 9,33 | 13,80 | 5,76 | 7,65 | 7,05 | 5,22 | 8,84 |
| $Na_2O$ | 3,26 | 2,19 | 3,24 | 2,49 | 2,67 | 2,75 | 2,11 | 2,94 | 2,46 | 2,13 | 2,80 | 2,70 |
| $K_2O$ | 2,64 | 2,50 | 1,55 | 1,41 | 1,29 | 1,24 | 0,95 | 1,68 | 1,88 | 1,56 | 2,76 | 2,05 |
| $+H_2O$ | 0 | 3,26 | 1,90 | 2,55 | 1,37 | 2,01 | 6,29 | 3,41 | 2,56 | 3,39 | 1,83 | 2,59 |
| $-H_2O$ | 0 | 3,34 | 0,19 | 0,95 | 1,34 | 1,14 | 0,14 | 3,00 | 1,49 | 2,96 | 1,58 | 1,03 |
| $CO_2$ | 0 | 0,04 | — | 0,90 | 0,17 | 0,32 | 0,36 | 0,30 | 0,07 | 0,09 | 0,18 | 0,22 |
| $P_2O_5$ | 0,20 | 0,19 | 0,22 | 0,13 | 0,13 | 0,19 | 0,16 | 0,41 | 0,16 | 0,19 | 0,22 | 0,17 |
| | 100,06 | 100,71 | 99,99 | 99,82 | 100,38 | 100,15 | 100,01 | 99,27 | 99,64 | 99,84 | 99,50 | 99,80 |

Elemzők: 1., 2., 4. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 5—7., 16., 17. Jankovits L. 1963. 8—15., 18. Jankovits L.—Soha I.-né 1970. 24., 25. Jankovits L.—Soha I.-né 1967. MÁFI; 3. Mauritz B. 1910. 19—23. Simó B.—Kovács B.-né 1963 (Kubovics I. 1963b cikkéből).

A sztratovulkáni sorozat kőzetkemizmusa

A legdélibb felsőhelvéti vulkáni sorozat mintáinak elemzési adatait a 27. táblázat tartalmazza.

A három felszíni minta az átlagosnál több $SiO_2$-t tartalmaz, noha mikroszkóppal kvarc nem mutatható ki. A 2. és 4. sz. mintában jelentős oxidáció ment végbe, $O_{Fe}$-értékük 10,3, illetve 3,7, míg az 1. és 3. sz. mintáé csak 0,2, illetve 0,6. Feltűnő még a 2. sz. minta alacsony MgO-tartalma, ami eredeti piroxénszegénységet sejtet. A 3. sz. minta viszonylag magasabb $Na_2O$-tartalmát a földpátok andezines jellege adhatja. A kötöttvíz-tartalom erőteljes agyagásványosodásra vall.

A Tar községtől keletre levő Csevicés-völgy mintáiban szabad szemmel is nagy változatosság mutatkozik, aminek fő oka a változó mértékű halmirolízis. A terület andezitváltozatainak elemzési eredményét a 27. táblázaton láthatjuk.

A kőzetváltozatok kémiai összetétele is heterogén. A változatosságot még növeli a halmirolízis okozta, változó mértékű agyagásványosodás, karbonátosodás, kovásodás stb. Lényegesebb $SiO_2$-növekedés csak a 13., 14., 15. sz. mintában mutatkozik, ellenben az első négy mintánál kovasav-csökkenés állt elő, amit részben az agyagásványosodás, részben a karbonátosodás okozott. Egyik legkülönösebb minta az 5. számú, ahol a magas $Al_2O_3$-tartalomhoz magas CaO tartozik, de hozzáillő $+H_2O$ már nincs, tehát feltehető, hogy a minta csaknem amafitos, ahol az ásványok zöme Ca-földpát. A 7. sz. minta erősen agyagásványosodott — valószínűleg montmorillonitosodott — karbonátosodás kíséretében. A 6., 9. és 11. sz. mintában az $Fe_2O_3/FeO$ arány is jelentős oxidációs elváltozást jelez.

*27. táblázat*

**képződmények kémiai összetétele**

| környéke | | | Tar, Csevicés-völgy piroklasztikumai | | | | | Ágasvár környéke | | | | | Helvéti andezitváltozatok átlagos összetétele 1–15. és 21–25. sz. mintákból |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tar, Csevicés-völgy É-i oldal üde piroxénandezit | Tar, Csevicés-völgy É-i oldal kovás piroxénandezit | Tar, Csevicés-völgy É-i oldal tömött piroxénandezit | Tar, Csevicés-völgy É-i oldal andezittufa | Tar, Csevicés-völgy É-i oldal andezittufa | Tar, Csevicés-völgy andezittufitos mészkő | Tar, Csevicés-völgy Katruzsa andezittufa | Tar, Rednek-oldal limonitos andezit-agglomerátum | Nagybátony, Tyukod-tető, alsó szint glaukonitos andezit | Nagybátony, Tyukod-tető, felső szint glaukonitos andezit | Hasznos, Renete-hegy piroxénandezit | Mátrakeresztes, Mély-patak piroxénandezit | Nagybátony, Szárítás-bérc piroxénandezit | |
| 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25 | % |
| % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | |
| 62,66 | 60,18 | 58,90 | 50,87 | 51,47 | 32,36 | 49,97 | 53,03 | 52,01 | 48,75 | 54,09 | 59,26 | 56,96 | 55,36 |
| 0,71 | 0,91 | 0,85 | 0,51 | 0,47 | 0,73 | 1,17 | 1,03 | 0,53 | 0,80 | 1,29 | 0,91 | 0,88 | 0,91 |
| 15,64 | 18,33 | 17,34 | 20,83 | 18,88 | 9,71 | 17,07 | 12,89 | 22,49 | 20,23 | 18,34 | 18,09 | 17,96 | 18,92 |
| 1,24 | 1,62 | 1,52 | 7,63 | 6,04 | 5,14 | 6,50 | 8,83 | 5,72 | 7,96 | 4,59 | 4,09 | 2,92 | 3,68 |
| 2,91 | 2,44 | 5,39 | — | 1,77 | 0,99 | 1,30 | 1,44 | 1,29 | 0,56 | 3,91 | 2,46 | 3,80 | 3,00 |
| 0,10 | 0,15 | 0,23 | 0,12 | 0,12 | 0,35 | — | 0,07 | nyom | 0,04 | 0,11 | 0,15 | 0,08 | 0,14 |
| 2,86 | 1,72 | 2,07 | 1,67 | 1,90 | 1,79 | 1,64 | 2,77 | 0,72 | 1,78 | 2,17 | 1,40 | 2,03 | 1,63 |
| 2,21 | 4,98 | 5,24 | 7,38 | 6,32 | 25,10 | 4,30 | 7,78 | 9,07 | 3,53 | 9,16 | 6,90 | 8,32 | 7,27 |
| 2,83 | 2,81 | 2,89 | 1,96 | 1,20 | 1,51 | 1,27 | 2,40 | 2,45 | 1,34 | 2,11 | 2,30 | 2,27 | 2,54 |
| 3,70 | 3,23 | 2,73 | 1,04 | 0,76 | 1,35 | 0,75 | 2,02 | 2,16 | 3,42 | 1,71 | 2,76 | 1,94 | 2,16 |
| 4,02 | 2,66 | 2,55 | 5,42 | 5,66 | 1,13 | 14,88 | 3,86 | 1,81 | 4,90 | 1,20 | 1,13 | 1,05 | 2,52 |
| 0,35 | 0,74 | 0,10 | 2,63 | 5,22 | 2,62 | 0,46 | 2,70 | 0,99 | 6,99 | 0,93 | 0,56 | 0,86 | 1,43 |
| 0,48 | 0,21 | 0,19 | — | — | 17,32 | 0,59 | 0,47 | 0,10 | 0,08 | — | 0,08 | 0,16 | 0,20 |
| 0,24 | 0,26 | 0,19 | 0,16 | 0,05 | 0,20 | 0,62 | 0,25 | 0,42 | 0,11 | 0,61 | 0,20 | 0,13 | 0,26 |
| 99,95 | 100,24 | 100,13 | 100,22 | 99,86 | 100,30 | 100,52 | 99,54 | 99,76 | 100,49 | 100,22 | 100,29 | 99,36 | 100,02 |

A 13., 14., 15. sz. minták alacsony CaO-tartalmát kiegyenlíti a viszonylag magas alkáliatartalom, ami abból adódhat, hogy a mintákban az andezinoligoklász mellett esetleg másodlagos szanidin is van.

A 11., 12., 13., 14. és 15. sz. minta látszólagos savanyú jellegét az idézte elő, hogy a halmirolízis kioldotta a kőzetek eredeti MgO- és CaO-tartalmának egy részét, és így savanyúbbá váltak. Ugyancsak ilyen okokra vezethető vissza az is, hogy az erősebben elbontott kőzeteket nem lehetett a RITTMANN-rendszerbe besorolni.

A felsőhelvéti piroklasztikum mintáinak elemzési eredményét a 27. táblázat mutatja.

Az elemzésekből látható, hogy a kőzetek teljesen elbontottak. A 16. és 17. sz. minta agyagásványosodott, a 18. sz. minta $Fe_2O_3$-al színezett tufitos vagy tufás mészkő. Tájékoztató számítások szerint a 18. minta összetételében közel 40% karbonát, főleg kalcit van. A karbonátok levonása után a visszamaradó kőzetösszetételben kb. 14% az agyagásvány, aminek levonása után meglehetősen kovasavgazdag maradékot kapunk. Természetesen ezek a számítások csak tájékoztató jellegűek, mivel a maradékban ekkor igen feldúsul a limonit és a bontatlan kőzetüvegben rejlő $SiO_2$-tartalom. Hasonló számítások szerint a két első mintában közel 32% kaolinitre számított agyagásvány van. A 19. sz. minta csaknem teljesen bentonitosodott.

A kalcit- és agyagásvány-tartalom levonása után riodácitos vagy kvarclatitos összetételt kaphatnánk, ami ásványtanilag nem bizonyítható.

A Hasznos melletti Remete-hegy, az Ágasvár és Mátra-bérc északi lejtőjén feltárt felsőhelvéti vulkanitok kémiai összetételét a 27. táblázat tartalmazza.

A 22. sz. minta bizonyos kovasavcsökkenést, míg a két utolsó minta kovasavnövekedést tükröz. Kisebb-nagyobb mérvű oxidáció mindenhol jelentkezik. Az $O_{Fe}$-értékek sorrendben a következők: 8,9; 28,4; 2,3; 3,3 és 1,5. Különös, hogy a 22. minta CaO-tartalma igen lecsökkent, ellenben a $K_2O$ magasabb a szokottnál. A minta glaukonitos andezit, de elemzési adatai szerint erősen agyagásványosodott.

A fentiekben kívántuk ismertetni a felsőhelvéti vulkánosság termékeinek elterjedését, kőzettani jellegeit és kémiáját. Megállapítható, hogy ez a vulkáni fázis önálló, nem a mai felépítményt, hanem az aljzat kialakulását határozta meg, lerakódása nagyrészt vízben történt, kőzettanilag marin és szubmarin sztratosorozatnak tekinthető.

Dácittufa („középső riolittufa")

Az Északi-középhegység egyik legismertebb és legnagyobb kiterjedésű savanyú piroklasztikuma a horzsaköves dácittufa. A dácittufa elnevezés a kőzettani jellegeket rögzíti, míg rétegtani szempontból még ma is gyakran a régebbi „középső riolittufa" elnevezést használjuk. A tárgyalandó savanyú tufaszint a helvét végi slírösszlet és andezites vulkanitok közvetlen fedőjét adja.

Vulkanológiai és földtani megfontolások alapján összefoglalásunkban a nagy területekre kiterjedő dácittufa-összletet a helvéti—tortonai határra, de nagyobbrészt a tortonai emelet kezdetére helyezzük. Az újabb sztratigráfiai nomenklatúra szerint ez a szint a kárpáti emelet felső részét képviseli.

A horzsaköves dácittufa az ország területén megközelítőleg 25—30 ezer $km^2$-nyi területet borít, illetve borított (PANTÓ G. 1965b), ebből mintegy 600 $km^2$-nyi a Mátra hegységre és közvetlen környezetére esik. A tufalepel vastagsága a szárazföldi felhalmozódásnak megfelelően 25—200 m között változik.

A továbbiakban kizárólag a hegységbeli előfordulásokkal, azok földtani és vulkanológiai jellegeivel és kőzettani jellemzőivel kívánunk foglalkozni.

A dácittufa legnyugatibb előfordulása a régi jobbágyi kőfejtő, ahol fekvőjét a már említett helvét végi andezitagglomerátum vagy vastagpados piroxénandezit adja (Vígh Gy. 1939a). A feltárásban megfigyelt horzsaköves dácittufa vastagsága 20—28 m között változik. Színe fehér, a gyengén agyagásványosodott részeken halványsárga vagy halvány zöldesszürke. Kőzettani szempontból jellemző a legfeljebb 2 mm-ig terjedő, kissé deformált horzsakő és a különböző szövetű andezitlapilli. A horzsakőlapillik élei esetenként devitrifikálódtak. Az andezitlapilliket a közvetlen aljzat változatos, szubmarin, lapillis és agglomerátumos piroklasztikumaiból vagy lávaszintjeiből származtatjuk. Az andezitlapillik átlagos mérete 1—3 mm, elvétve néhány több centiméteres töredék is előfordul.

Ásványtanilag típusos horzsaköves dácittufa, lényeges elegyrészei az ikerlemezes és ritkábban zónás oligoklász, elvétve andezin. Színes elegyrészeit töredezett, részben opacitosodott vagy limonitosodott zöldamfibol, a deformált és szintén opacitosodott biotit képviseli. A fentieken kívül egyes metszetekben egy-két szögletes alakú kvarcszemcsét, kisebb kloritfoszlányt találtunk, mely utóbbi feltehetően már a színes ásványok átalakulási terméke.

A dácittufa a hegység nyugati oldalán észak felé csak egy feltárásban látható, a Kiskoncsur nyugati lábánál levő egyik vízmosásban. Itt erőteljesebben agyagásványosodott, bár vízi felhalmozódását nem lehetett bizonyítani. A hasznosi Hidegkút-forrás körzetében a dácittufa a Nyikom andezittömegének fekvője. Ezen a helyen a tufa szintén erősebben agyagásványosodott, de szárazföldi jellege még megállapítható.

Kőzettanilag a jobbágyihoz hasonló, de a horzsakőlapillik nagysága esetenként a 8—10 mm-t is eléri. A horzsakőlapilliken kívül a kőzet igen sok izotróp, hajlott üvegszilánkot tartalmaz, melyek irodalmi utalások szerint az „ártufa", illetve „welded tuff" keletkezési mechanizmusát bizonyítják. Az összletben a fentieken kívül néha több centiméteres nagyságrendű kovás dácitbomba látható, melynek nagysága e helyen még csak ökölnyi, de másutt az emberfej nagyságot is meghaladja. A bombák szövete üveges, néha szferolitos, gyakran átkristályosodott, és krisztobalit-nyalábokat tartalmaz. Lényeges elegyrészei: plagioklász, amfibol és biotit. E két utóbbi gyakran opacitosodott.

A hegység északnyugati részén több nagyobb kiterjedésű és vastagságú dácittufa-feltárást ismerünk. Ezek közül legjelentősebb a Tar községtől keletre levő Csevicés-völgy, melynek északi oldalán már évtizedek óta működik egy kisebb kőfejtő. A kissé összesült dácittufát helyi építési célokra fejtik (39. ábra). A völgy északi oldalán kelet felé mintegy 1,5 km hosszúságban követhetjük a tufaösszletet. Fekvőjét itt is a helvét végi andezitagglomerátum és rétegzett, osztályozott andezittufa adja. Az összlet vastagsága 40—50 m, de fedettsége miatt a pontos vastagságot nem lehet megállapítani. Fedőjét e területen, pontosabban a Kőerdő nevű magaslaton, a tortonai piroxénandezit-agglomerátum alkotja. A dácittufát ugyancsak a Csevicés-völgyben néhány vékony — legfeljebb 6—8 m vastagságú — andezittelér szeli át. A telérek finomszemcsézettsége gyors kihűlésre, üreges szerkezetük a benyomuló láva gázdús voltára vall.

A dácittufa nagyban hasonlít az eddigi előfordulásokhoz, bár itt nagyobb, gyakran több centiméteres, erősebben agyagásványosodott horzsakőlapillik vagy -foszlányok is vannak. Ugyancsak gyakrabban találtunk e helyen különböző szövetű és méretű andezitlapilliket is, melyeket minden valószínűség szerint a dácitos explóziók téptek fel a közvetlen aljzatból. A piroklasztikum folytatódása a pleisztocén talaj- vagy helyenként a fiatalabb andezittakaró

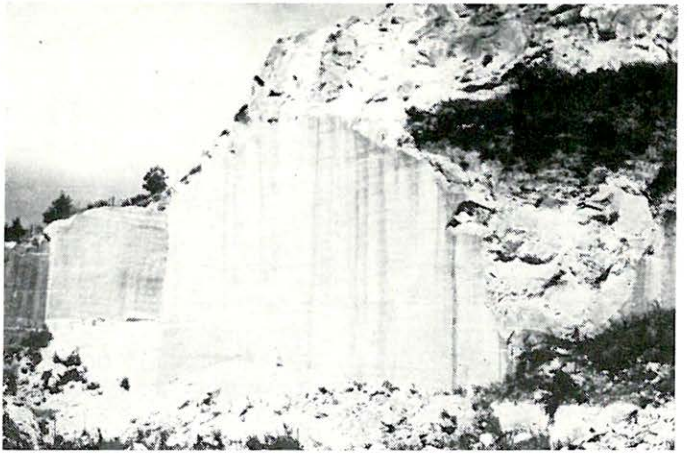
alatt bizonyosra vehető, mivel a hegység Nagybátony—Tiribes felé eső lejtőin hasonló jellegekkel újra felszínre bukkan (Farkaslyuk).

A csevicés-völgyi előfordulások ásványos összetételében — az utóbbi évek vizsgálatai szerint — az andezines összetételű plagioklász-fenokristályok uralkodnak. A szanidin teljes hiánya a régi „plagioklász riolittufa" elnevezést bizonyítja, bár a kőzet $SiO_2$-, illetve kvarctartalma sokkal alacsonyabb a riolitos jellegű kőzetekénél. Színes elegyrészei a töredezett, néha karbonátos szegélyű zöldamfibolok és a részlegesen opacitosodó biotit.

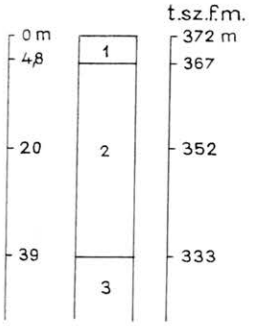
A Kövicses-patak völgyében két jelentősebb üvegfoszlányt és -töredéket tartalmazó dácittufa-kibúvás van. A horzsakőtartalom megnövekedésével a színes elegyrészek mennyisége lecsökkent, így helyenként hófehér üveg- vagy horzsakőtufaként jelenik meg (Mátrakeresztestől nyugatra). Ennek az összletnek középső szakaszán indult a Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás, mely a Szilas-forrás feletti magaslaton 35 m vastagságban harántolta a dácittufát (40. ábra), mielőtt elérte közvetlen fekvőjét, a már említett helvét végi andezitsorozatot. Az említett vastagság azonban nem képviseli a teljes összletet, mivel a fúrástól északra emelkedő meredek hegyoldal még dácittufából áll. A völgy déli oldalán kisebb feltárásokban és vízmosásokban újra felszínre bukkanó és nagy távolságokon nyomozható dácittufában az eddigieknél erősebb összesülési nyomok ismerhetők fel.

A dácittufa másik jó feltárása a Csörgő-patak felső szakaszán található, ahol konkordánsan települ a helvéti bentonitosodott andezittufára, illetve -tufitra.

Az Ágasvár andezites felépítménye teljes egészében a dácittufára települ. A lejtős térszínen felhalmozott szárazföldi piroklasztikum valódi vastagsága itt sem haladja meg az 50—60 m-t. Az egyenetlen térszínen történő szárazföldi piroklasztikum-felhalmozódás lehetőségét az egész hegységben figyelembe kell venni. Ágasvár közelében a dácittufában találjuk a hegység közismert „barlangüreg"-ét, a Csörgő-lyukat, melynek kialakulását tektonikai okokra vezethetjük vissza (Leél-Őssy S. 1952c).



*39. ábra.* Horzsaköves dácittufa — Csevicés-völgyi kőfejtő
*Textfig. 39.* Pumiceous dacitic tuff — quarry in the Csevicés valley




*40. ábra.* Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás dácittufás szakasza
*1.* Feltalaj, *2.* horzsaköves dácittufa, *3.* alsó piroxénandezit

*Textfig. 40.* Dacitic tuff interval of shallow stratigraphic borehole Hasznos-1
*1.* Soil, *2.* pumiceous dacitic tuff, *3.* lower pyroxene andesite

A dácittufa a hegység északi lejtőin, részben fedve, csaknem 16—18 km hosszban követhető. Mátraszentistvántól északra bukkan felszínre a fiatalabb andezittakaró alól, mintegy fokozatosan vastagodó vezetőszintet alkot a Galyavár—Áfonyás-bérc—Galyatető—Köves-orom északi lejtőjét követve. Az összlet közvetlen fekvőjét Mátraalmás (Szuhahuta) közelében az aleurit alkotja, tehát a helvéti andezitpiroklasztikum nyomtalanul lepusztult. Érdekességként kell megemlítenünk, hogy a Dobodén-patak forrása közelében és a Rudolf-tanya mellett lefutó Áldozó-patak völgyében a dácittufa vízi vagy lápi kifejlődésű. E helyeken jellegzetes halmirolitikus agyagásványosodást, rétegzettséget és esetenként parti osztályozottságot figyeltünk meg. Uralkodó elegyrésze a töredezett, néha karbonátosan átalakult zöldamfibolok és kisebb biotitlemezek mellett a zónás és ikerlemezes andezin. A kristályok mérete általában 1—2 mm. A horzsakőtartalom közepes, de a már említett üvegszilánkok és -töredékek szaporodnak. Ugyancsak növekszik a kovásodott és normál dácitlapillik, -bombák mennyisége is. Andezitlapilliket csak elvétve találhatunk.

Újabb összefüggő feltárásokat a Mogyorós-orom—Nagylipót—Vércverés—Bagolykő északkeleti lejtőjén találunk. E feltárásokban a dácittufa fekvője nem ismert. Egyes mintákban az andezittörmelék és -lapillik mennyisége eléri a 8%-ot is. Ez feltehetőleg egy részleges áthalmozódásnak az eredménye. Ez azért is valószínű, mivel az egész hegységben a dácittufa éles határral települ a már említett andezitsorozatra.

Hasonló „átmeneti" vagy kevert rétegsort írt le a Gyöngyössolymos (Nyirjes) 1. sz. érckutató fúrás mélyebb szintjeiből Vidacs A. (1964d), ahol az aleuritra vízbe rakódott vegyestufa következett.

Mikroszkópos vizsgálat szerint a kevert rétegsor sok, átlagosan 1—4 mm-es méretű andezitlapillit tartalmaz. Ellentétben az előbbiekkel, ezekben a mintákban a biotit- és amfibolkristályok mellett már gyakran a limonitosodott piroxén is megjelenik. Látszólag a kevert rétegsor fokozatosan átmegy a fekvő helvéti andezittufitba.

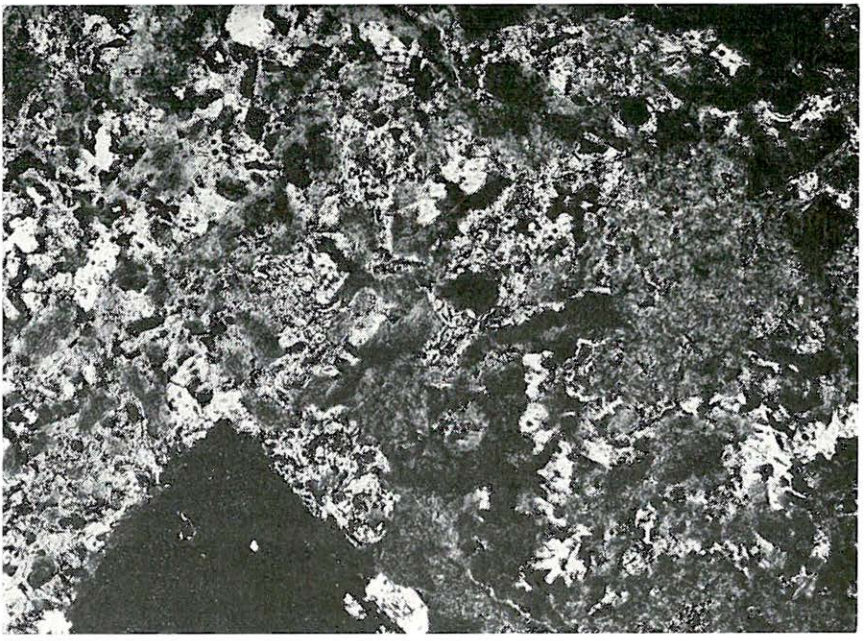
A Nagylápa-folyás völgyében a dácittufát egy finomszemcsés, kissé hólyagos kőzettelér szeli át. A savanyú tufa magasabb víztartalmának hatására a határon a kőzettelér mandulakövessé vált. A benyomuló láva hatására viszont a dácittufa kisebb fokú kontakt átalakulást szenvedett. Ebben az átmeneti piroklasztikumban számos kovásodott fatörzsmaradvány található, melyekben a szenesedés elmaradt, csak a kovásodás jelentkezik. Ennek oka: a forró, hulló piroklasztikum vízi környezetben érte a növényzetet.

A Mátraháza—Parádsasvár közötti műút több száz méter hosszban tárja fel a kevéssé összesült, inkább ártufa jellegű dácittufát. Ásványos összetételében a vezető szerepet az andezin-fenokristályok játszák. A kristályok nagysága változó, de a 2 mm-t sohasem haladják meg. A zöldamfibol- és biotitkristályok kissé kloritosodtak és opacitosodtak. A biotitlemezek néme-

lyike jellegzetesen deformálódott, préselődött. A horzsakőlapillik e helyen is jól észlelhetők, átlagosan 0,1—3,0 cm között váltakoznak. Esetenként a horzsakő agyagásványosodott.

Az idegen eredetű kőzettöredékek közül elsősorban a feküből származó andezitlapillik említhetők meg. Az andezittöredékek gyakran eltérő szövetűek, ami azt jelzi, hogy a dácitos explóziók a fekvő sztratovulkáni sorozat több egymást követő rétegéből tépték fel e zárványokat. A dácitos összetételű lapillik az előbbiekhez hasonló nagyságúak, de azok néha kisebb fokú átkristályosodást szenvedtek. Ugyancsak az aljzatból származtatjuk a meszes kötőanyagú csillámos aleuritzárványokat, melyek kissé legömbölyödtek, nagyságuk 1 cm alatt maradt. Az utóbbi zárványokban esetenként néhány szivacstűmetszet is látható.

A Köszörűs-patak völgyében az ásványtanilag hasonló dácittufában erőteljesebb összesülési nyomok figyelhetők meg. Lényeges elegyrész az ikerlemezes, ritkábban zónás plagioklász (átlagosan egy vagy másfél milliméteres méretű). A fenokristályok andezines összetételűek, kissé szericitesek, néha agyagásványosak, esetenként töredezettek. A színes elegyrészeket egy milliméter nagyságú zöldamfibol és hasonló méretű biotit képviseli. A horzsakőlapillik mérete az eddigiekhez hasonló. A már említett kovásodott dácitbombák itt elérik az emberfej nagyságot. Színük sötétzöld, szürke vagy fehér, a szokásos dácitos ásványos összetételhez másodlagos mikrokristályos kvarc és mikroszemcsés krisztobalit is csatlakozik (41. ábra).



*41. ábra.* Erősen átkristályosodott dácitbomba mikroszkópos képe — Haluskás-bérc. +N 40x

*Textfig. 41.* Heavily recrystallized dacitic bomb as viewed with microscope (Haluskás-bérc, +N 40x)

A Haluskás-bérc körzetében a dácittufa újra fedett és csak a Som-hegy nyugati oldalán lefutó vízmosásban, valamint a Pisztrángos-tó körzetében bukkan újra felszínre. E feltárásokban a dácittufa típusos szárazföldi felhalmozódású, részleges agyagásványosodása csak felszínközeli. A Pisztrángos-tó mellett a dácittufába ékelődve ismeretes egy kisebb *dácitkúp*, melynek kőzetanyagát az erdei út bevágása is feltárta. A kőzetváltozatot Mezősi J. (1950) „riolit"-ként ismertette. Később a dácit- és dácittufa-változatok összehasonlító vizsgálatai alapján „dácit"-nak bizonyult, amit nemcsak kvarcszegénysége, hanem kémiai összetétele is bizonyít (Varga Gy. 1962a). A dácit ásványos összetétele azonos a dácittufáéval. Limonitosan színezett, deformált szferolitos mezőket tartalmaz (XX. tábla 3—4.).

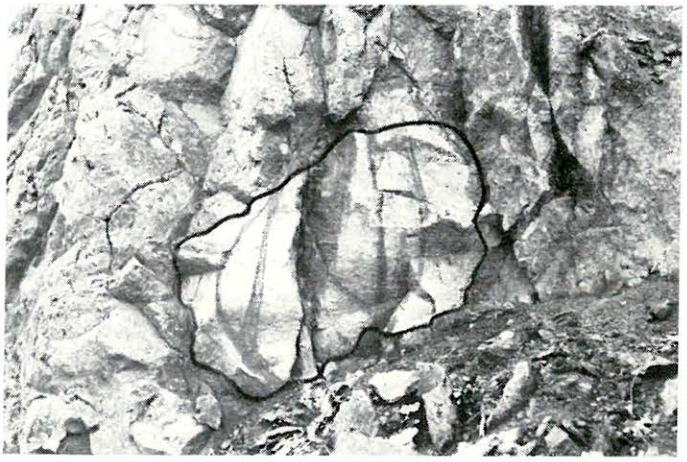
A dácitkúp vulkanológiai eredete tisztázatlan. Kizártnak tartjuk, hogy ezek a kistömegű kúpok, mint explóziós központok szolgáltathatták az e fejezetben tárgyalt óriási tömegű piroklasztikumot. Véleményünk szerint ezek csak parazitakúpok vagy inkább dómok, melyeket a felszínre nyomulásuk utáni tufaszórás elfedett és csak a fiatalabb erózió tárta fel újra. A dácit a fiatal andezitváltozatok alatt természetesen nagyobb tömegben lehet jelen. Ezt bizonyítja, hogy a keleti főgerinc déli oldalán is felszínre bukkan kisebb foltokban. A dácittufát fedő andezittufában és -agglomerátumban helyenként negyed köbmétert meghaladó, kissé bontott dácittömbök találhatók, melyeket az andezites explóziók téptek fel a közvetlen aljzatból.

A Rózsaszállás nevű erdészháztól keletre az erdei út mentén erőteljes kontakt átalakulású dácittufát találtunk. A lapillis szerkezetű dácittufát a ráömlő izzó andezitláva megpörkölte és oxidálta, színes ásványai opacitosodtak. Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy a dácittufa reaktív hatására az andezit üveges alapanyagában finomszálas devitrifikációs nyalábok keletkeztek (ezt csak ezen a ponton figyeltük meg). A két eltérő kőzetanyag egymásra hatása kémiailag is érzékelhető, mivel a sorozatelemzésekben bizonyos elemkicserélődéseket észleltünk.

Kelet felé, a Disznókő északi oldalán további dácitkibúvások vannak, közvetlenül a fiatalabb andezit piroklasztikum alatt. A disznókői erdészház feletti útbevágásban egy nagyobb dácitzárvány látható, amely a tufás környezetnek megfelelően csak igen enyhe elbontást szenvedett (42. ábra). E terület dácittufájában gyakran találtunk eltérő szövetű andezitlapilliket, melyek ebben az esetben is a közvetlen aljzatból származtathatók (XXII. tábla 2. és XXI. tábla 3.). A dácittufában található dácitlapillik gyakran kovásodtak, illetve átkristályosodtak (XXII. tábla 1., XXI. tábla 4.).

Az Ilona-völgy egyik lapillis andezittufa-feltárásában több méter nagyságú dácittufafoszlány látható. Ez és a környezetében levő néhány feltépett kisebb dácitzárvány is a szokottnál erősebben szericitesedett és agyagásványosodott (XX. tábla 2. és XXI. tábla 1.). A Szőkevíz-patak völgyében egy üveges, részben összesült dácittufában deformált orsókat figyeltünk meg (XXI. tábla 2.). A típusos összesülés nyomai itt még alárendeltek.

A dácitos vulkánosság termékei az Ilona-völgytől keletre a Cserepes-tető ÉNy-i lejtőjén teljesen fedettek. A Selyem-tisztáson, majd az Oroszlánvár északi és déli lejtőin újra felszínre bukkannak, sőt a közelmúltban épített erdészeti út a régi feltárásokat még ki is bővítette. A tufa megjelenése hasonló az előbbiekhez, tehát részlegesen agyagásványosodott, horzsaköves dácittufa, melyben néha ökör- vagy fejnagyságú dácitbombák foglalnak helyet. Az ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályokat tartalmazó bombák kissé át-



*42. ábra.* Repedezett dácittömb az agyagásványosodott andezittufában a Disznókő északi lejtőjén

*Textfig. 42.* Fractured dacitic block in argillized andesitic tuff on the northern slope of the Disznókő

kristályosodtak. A bombák egyre növekvő méreteiből és gyakoriságából egyes kutatók azt a következtetést vonták le, hogy a hegységen belül kelet felé haladva közeledünk a dácitos vulkánosság egyik központjához (VARGA GY. 1962a). A dácittufa- és dácitfeltárások az Oroszlánvártól keletre megszakítás nélkül nyomozhatók annak ellenére, hogy szakaszonként a lejtőtörmelék vagy pleisztocén talajtakaró elfedi. Oroszlánvártól keletre, a Jagus-tető északi oldalán, az útbevágásban szokatlanul erősen összesült dácittufa bukkan felszínre. Az összesült dácittufa színe világosbarnára vagy szürkésbarnára változott.

A Nagyzúgó-tető, Sánc-bérc, Szederjes-tető, Cseresznyés-tető és Kalapos-tető északi előterében számos ponton találtunk ilyen összesült dácittufát (XX. tábla 3., 4.), sőt a Szederjes- és Cseresznyés-tető É-i előterében ezek mennyisége meghaladja a normál ártufáét.

A dácitkúpok egyik oldala gyakran kipreparálódott, ilyenkor a kőzetek felszíne erősen mállott és tömbökre válik szét (43. ábra).

A dácit ásványos összetételében sokszor lencse vagy szabálytalan alakú szferolithalmazok jelennek meg (XX. tábla 1.). Az ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályok között egy-két labradorit is van, bár az uralkodó földpátkristályok még mindig andezines és ritkábban oligoklászos összetételűek. Színes elegyrészei a zöldamfibol és biotit, esetenként opacitosodva. Kelet felé a kőzetek kémiai összetétele kissé bázisosabbá válik, amit a nagy vastagságú karbonátos mélyaljzat környezeti hatásának tulajdonítottunk.

A Kalapos-tető északi lejtőjén mélyült a Sirok 1. sz. szerkezetkutató alapfúrás, mely a szóban forgó dácittufát 74,0—141,3 m között 67,3 m vastagságban harántolta (44. ábra). A harántolt vastagságban a kőzet egyöntetű volt, két kisebb szakaszon gyengébb összesülési nyomokkal, bár itt az összesülés mértéke messze alatta maradt a K-i Mátra egyes feltárásaiban megfigyelhetőnek. A fúrás dácitot nem harántolt, ami azt bizonyítja, hogy a dácit csak elszórt, kisebb dómokat vagy extrúziós kúpokat alkot. A harántolt kőzet ásvány-

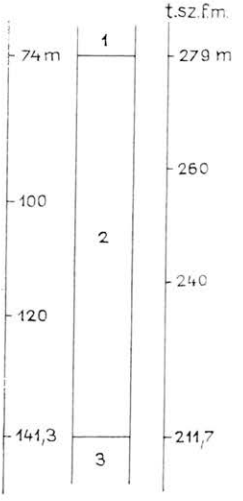


*43. ábra.* Mállott felszínű dácit a kelet-mátrai Cseresznyés-tető északi oldalán
*Textfig. 43.* Surfacially weathered dacite on the northern slope of the Cseresznyés-tető in the eastern Mátra

tanilag megegyezik a típusos horzsaköves dácittufával, mely egy-két kovásodott dácit- és andezitlapillit tartalmaz (XXII. tábla 2.).

A Nagyőr-hegytől a hegység pereme újra észak—déli irányba fordul. A helyenként szferolitos vagy kovás dácittufa-kibúvások itt is követhetők (XXI. tábla 2.). A Paska-tetőn a dácittufa számos sötétszürke vagy fekete zárványt tartalmaz. Kőzettani ismereteink szerint a zárványok az alsó riolittufa összesült és főleg Egertől DK-re feltárt változataihoz hasonlóak. Ásványos összetételük hasonló az eddigiekhez, de gyakran egy-két hipersztén-fenokristályt is tartalmaznak (XXII. tábla 3—4.). E megfigyelés arra enged következtetni, hogy a dácitos vulkánosság egyik explóziós központja vagy árka valahol a hegységtől DK-re lehetett, hiszen ellenkező esetben — a mai Mátra területén — nem lett volna lehetőség összesült hiperszténes riolittufa feltépésére.

A Paska-tetővel párhuzamosan futó Aszó-völgy meglehetősen hosszan tárta fel a dácittufát a részben vízbe rakódott lapillis, helvéti andezittufa felett. A savanyú piroklasztikum itt szintén erősebb összesülési jellegeket mutat. A patakerózióval feltárt falakban szabad szemmel is jól láthatók az orientált üveges és szferolitos orsók és lencsék, melyek az összesülésnek, ignimbritesedésnek a jelei. Az összesülés mértéke azonban kis területen belül is változhat, erre mutat, hogy a dácittufa alig egy kilométerre a tarnaszentmáriai országút




*44. ábra.* A Sirok 1. sz. alapfúrás dácittufás szakasza
*1.* Felső piroxénandezittufa, *2.* horzsaköves dácittufa, *3.* felsőhelvéti piroxénandezittufa

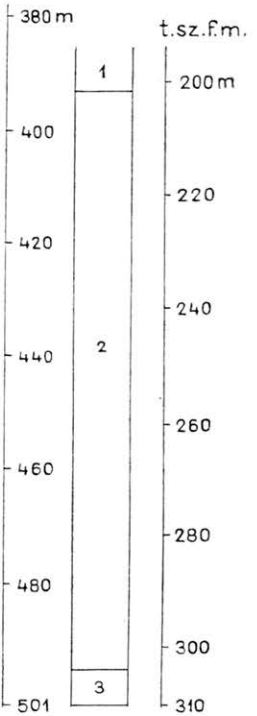
*Textfig. 44.* Dacitic tuff interval of key borehole Sirok-1
*1.* Upper pyroxene andesitic tuff, *2.* pumiceous dacitic tuff, *3.* Upper Helvetian pyroxene andesitic tuff

bevágásában már vízi felhalmozódásként bukkan a felszínre. Feltehető, hogy itt a savanyú piroklasztikum a helvéti explóziók által teljesen fel nem töltött szegélyi medencékbe hullott és rétegzetten ülepedett le.

Tovább dél felé, Tarnaszentmária községtől nyugatra és északnyugatra, újra szárazföldi felhalmozódást találunk, melyből néhány kisebb üveges vagy kovás dácitbomba gyűjthető. Kevés — alárendelt nagyságú — színes elegyrészt tartalmaz. Az itt feltárt dácittufát évtizedekig fejtették építési célokra.

Ugyancsak megismertük a dácittufát a Verpelét 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásban, ahol a verpeléti Várhegy parazita-kúpjának szegélye alatt csaknem 190 m vastagságban harántolták. A dácittufa anyaga a fúrási mintákban erősen agyagásványosodott.

A Tarnóca-patak vonalától nyugatra felszínen már nem ismerünk dácittufát. A Kisnána 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás a horzsaköves dácittufát — 202 m abszolút mélységben érte el, és mintegy 102 m vastagságban harántolta (45. ábra). Ez és egyéb földtani adatok arra utalnak, hogy a dácittufa a hegység déli előterében mélyen a felszín alá süllyedt. Érdekességként említjük meg, hogy a hegység keleti szegélyén az összlet színes ásvány tartalma erősen lecsökken, így sokszor vakító fehéren bukkan a felszínre (Tarnaszentmária). A dácitot szálban eddig csak a keleti főgerinc északi előterében ismerjük, de a dácitos vulkánosságot követő andezites agglomerátumban és tufában zárványként a déli előtéren is megjelenik. A Domoszló körüli andezitagglomerátumban a térképezés során több porfíros szövetű zárványt gyűjtöttünk. Miután a durva andezitagglomerátum származási helye vitathatatlanul a mai hegységen belül volt, csaknem bizonyosra vehetjük, hogy a déli előtér aljzatában is vannak dácitos tömegek. Ez újabb bizonyítéka annak, hogy a dácitos vulkáni központok vagy explóziós árkok egyike a közelben lehetett. Ugyancsak ezt a feltevést látszik bizonyítani az a megfigyelés is, hogy a fentiekben már említett dácitbombák területünktől távolodva egyre ritkulnak és méretük csökken. Az explóziós központok vagy árkok helyét ennek ellenére nem ismerjük pontosan, de kétségtelen, hogy a fenti adatok leszűkítik azt a területet, ahol ezen központok egyikét kutatni kell.




A dácit és dácittufa kémiai összetétele előfordulásonként kisebb-nagyobb mértékben változik. A változások okát részben környezeti hatásokra, részben másodlagos elváltozásokra vezethetjük vissza. A 28. táblázatban a jelentősebb dácittufa-előfordulások típuskőzeteinek kémiai összetételét és azok változásait szemléltetjük.

Egyes minták nagyobb $SiO_2$-tartalma részben az andezites vulkánosságot követő posztvulkáni kovásodás hatásának tulajdonítható. A másik okot abban látjuk, hogy a dácit-

*45. ábra.* Kisnána 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás dácittufás szakasza

*1.* Középső piroxénandezittufa és agglomerátum, *2.* horzsaköves dácittufa, *3.* teljes maghiány

*Textfig. 45.* Dacitic tuff interval of shallow borehole Kisnána-1

*1.* Middle pyroxene andesitic tuff and agglomerate, *2.* pumiceous dacitic tuff, *3.* complete lack of core

*28. táblázat*

**A Mátra hegység horzsaköves dácittufáinak kémiai összetétele**

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Mátrakeresztes<br>Nyerges-hegy<br>összesült dácittufa | Tar, Csevicés-völgyi<br>kőfejtő<br>összesült dácittufa | Hasznos<br>Hidegkút-forrás<br>horzsaköves dácittufa | Mátrakeresztes<br>Kosik-tanya<br>kovásodott dácittufa | Mátrakeresztes<br>Fiúsom-patak völgye<br>horzsaköves dácittufa | Parádsasvár<br>országúti bevágás<br>bontott dácittufa | Kékestől É-ra, erdei út<br>mellett<br>bontott dácittufa | Sirok 1. sz. alapfúrás<br>82,5 m-ből<br>horzsaköves dácittufa | Sirok 1. sz. alapfúrás<br>136,5 m-ből<br>horzsaköves dácittufa | Sirok, Kőkút-puszta,<br>Aszó-völgy<br>összesült horzsaköves<br>dácittufa | Tarnaszentmáriától<br>ÉNy-ra, kőfejtő<br>bontott dácittufa | Tarnaszentmária<br>melletti kőfejtő<br>bontott dácittufa | Horzsaköves dácittufa<br>átlagos összetétele<br>1—12. sz. mintából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 68,52 | 65,86 | 63,56 | 74,72 | 64,70 | 63,57 | 63,02 | 69,49 | 65,48 | 65,82 | 69,78 | 69,63 | 67,01 |
| $TiO_2$ | 0,22 | 0,22 | 0,27 | 0,34 | 1,60 | 0,31 | 0,28 | 0,30 | 0,29 | 0,23 | 0,17 | 0,43 | 0,37 |
| $Al_2O_3$ | 11,97 | 16,77 | 14,49 | 11,80 | 13,55 | 14,18 | 16,26 | 15,33 | 15,71 | 16,44 | 15,32 | 16,63 | 14,87 |
| $Fe_2O_3$ | 2,29 | 1,17 | 2,09 | 0,28 | 0,24 | 2,03 | 1,28 | 2,38 | 2,49 | 1,47 | 0,62 | 1,01 | 1,45 |
| FeO | 1,55 | 0,51 | 0,94 | 0,36 | 0,07 | 1,03 | 1,73 | 0,28 | 0,39 | 0,93 | 0,48 | 0,42 | 0,72 |
| MnO | 0,03 | 0,06 | 0,05 | — | — | 0,09 | 0,06 | 0,03 | 0,09 | 0,08 | 0,04 | nyom | 0,04 |
| MgO | 0,11 | nyom | 1,15 | 0,22 | 0,73 | 1,11 | 1,26 | 2,66 | 0,60 | 0,83 | 0,98 | 0,43 | 0,84 |
| CaO | 3,30 | 2,61 | 4,37 | 3,67 | 4,03 | 3,89 | 4,88 | 0,50 | 3,50 | 3,51 | 2,72 | 2,88 | 3,32 |
| $Na_2O$ | 3,44 | 2,14 | 2,02 | 2,43 | 2,93 | 1,50 | 2,86 | 2,68 | 2,00 | 2,43 | 2,91 | 3,44 | 2,56 |
| $K_2O$ | 2,44 | 3,65 | 3,30 | 3,46 | 4,16 | 3,09 | 3,24 | 3,45 | 3,78 | 4,11 | 4,26 | 3,73 | 3,56 |
| $+H_2O$ | 3,74 | 4,15 | 4,74 | 1,61 | 5,17 | 0,59 | 3,62 | 1,42 | 4,10 | 2,90 | 0,95 | 0,80 | 2,82 |
| $-H_2O$ | 1,35 | 3,07 | 3,64 | 0,57 | 2,32 | 4,40 | 1,71 | 0,94 | 1,92 | 1,38 | 0,98 | 0,74 | 1,90 |
| $CO_2$ | 0,10 | — | nyom | 0,73 | 0,16 | 3,64 | nyom | 0,17 | 0,11 | nyom | nyom | — | 0,41 |
| $P_2O_5$ | 0,84 | 0,02 | 0,05 | 0,09 | 0,47 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | — | 0,16 |
| S | — | — | — | — | — | — | — | 0,10 | — | — | — | — | 0,01 |
| | 99,90 | 100,23 | 100,67 | 100,28 | 100,13 | 99,49 | 100,25 | 99,77 | 100,52 | 100,18 | 99,25 | 100,14 | 100,04 |

Elemzők: 1. Simó B.—Kovács B.-né 1963. ELTE; 2. Tolnay V. 1961. 3—7., 10., 11. Jankovits L.—Soha I.-né 1970. 8., 9. Emszt M.—Soha I.-né 1967. MÁFI; 12. Mauritz B. 1910.

*29. táblázat*

| | Az érintkezéstől | |
|---|---|---|
| | 2 cm-re | 4 cm-re |
| | % | % |
| $SiO_2$ | 69,35 | 63,02 |
| $TiO_2$ | 0,35 | 0,39 |
| $Al_2O_3$ | 14,50 | 16,98 |
| $Fe_2O_3$ | 1,77 | 2,83 |
| FeO | 1,28 | 1,26 |
| MnO | 0,11 | 0,12 |
| MgO | 1,03 | 1,54 |
| CaO | 3,18 | 3,63 |
| $Na_2O$ | 1,90 | 2,06 |
| $K_2O$ | 2,81 | 2,56 |
| $+H_2O$ | 1,76 | 2,47 |
| $-H_2O$ | 1,77 | 2,87 |
| $CO_2$ | nyom | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,05 | 0,05 |
| $C_{org.}$ | 0,00 | 0,02 |
| | 99,86 | 99,80 |

Elemző: GUZY K.-NÉ 1962. MÁFI.

tufa-összleten belül részleges descendens deszilifikáció ment végbe, a lassan kioldódó és leszivárgó kovasavas oldatokból az alsóbb szinteken az $SiO_2$ kivált. Ez utóbbit csak néhány helyen figyeltük meg. A minták többségének 63,5—66% $SiO_2$-tartalma a dácitos jelleg egyértelmű bizonyítéka. A dácittufa vastartalma igen nagy heterogenitást mutat, amit genetikai okokra vezethetünk vissza. Az oxidációs fok meglehetősen magas, eléri a 4,0-et.

A minták CaO-, $Na_2O$- és $K_2O$-tartalma jellemző a világszerte hasonló kifejlődésben jelentkező dácitos ártufákra. A parádsasvári útbevágás mintájában levő szokatlanul sok kötött szén-dioxid azt bizonyítja, hogy e tufa vízbe, vagyis tengerszegélyre rakódott, ahol a vízből a helvéti emeletben meginduló karbonátkiválás még folytatódott. Az összlet fekvőjét mészmárga, és ugyancsak nagy karbonáttartalmú tufit adja.

Az átlagértékeket összehasonlítva a DALY-féle dácitátlaggal kitűnik, hogy mintáink kisebb mértékű kovásodáson és kálidúsuláson mentek át, tehát jelenlegi állapotukban a dácitnak a trachit vagy látit felé eső átmenetét képviselik.

Az előbbiekben már említettük, hogy a Saskőtől északra a rózsaszállási erdei út mentén a dácittufa és a piroxénandezit különös érintkezése figyelhető meg. Az andezitben devitrifikációs gócok, halmazok alakultak ki, a dácittufában viszont összesülési és préselési képletek keletkeztek, a színes ásványok opacitosodtak, a horzsakő átkristályosodott. A dácittufából közvetlenül az érintkezés mellől 2, illetve 4 cm-re vett mintákból teljes elemzés készült (l. 29. táblázatot), amely szerint az érintkezési vonalhoz közeledve csökken az oxidáció, tehát a dácittufa $Fe_2O_3$-tartalma redukálódott.

Az érintkezés felé haladva a két kőzetminta oxidációs foka 4,50-ről 2,76-ra csökkent. A kovasavtartalom pedig több mint 6%-kal növekedett. Ugyancsak csökkent a minták kötött- és szabadvíz-tartalma, amit az érintkezéskor előálló kontakthőnek tulajdonítunk. Az $SiO_2$-tartalom viszont az érintkezés felé bizonyos növekedést mutat és 63%-ról 69%-ra emelkedik. A kontaktizáló piroxénandezitben szintén találtunk kisebb elemkicserélődéseket, de ezek a dácittufában észleltektől messze elmaradnak.

A K-i Mátra északi előterében ismert dácitkúpok, valamint a dácittufában található dácit- és kovásodott dácitbombák kémiai összetételét a 30. táblázat tartalmazza.

A 30. táblázat elemzéseit értékelve megállapítható, hogy az $Al_2O_3$- és a $K_2O$-tartalom nyugatról kelet felé erősen csökken, ugyanakkor a CaO- és a $Na_2O$-tartalom jelentős növekedést mutat. A csökkenéseket ásványgenetikai okokra vezethetjük vissza, míg a CaO növekedésének oka kétségtelenül a keleti hegységrész meszes, karbonátos aljzatában keresendő. Az $Fe_2O_3$ az erőteljesebb oxidáción kívül a színes elegyrészek nagyobb mennyiségének köszönheti növekedését. Egyes minták oxidációs foka a 20,55, sőt a 22,18 értéket is elérte. A színes elegyrészek nagyobb mennyiségének oka talán az explóziós központhoz való közeledésnek tulajdonítható, hiszen a szórt anyag fajsúly

*30. táblázat*

**Mátra hegységi dácitok kémiai összetétele**

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Som-hegy Ny-i lejtő<br>biotitamfiboldácit | Kékestől É-ra<br>Pisztrángos-tó mellett<br>biotitamfiboldácit | Saskőtől D-re levő<br>agglomerátum<br>dácitbomba | Nagyzúgó É-i oldal<br>biotitamfiboldácit | Cseresznyés-tető<br>ÉNy-i lejtő<br>biotitamfiboldácit | Parádsasvár<br>Haluskás-bérc<br>kovás dácitbomba | Cserepes-tető,<br>Selyem-rét<br>dácitbomba tufából | Dácitváltozatok<br>átlagos összetétele<br>1—7. sz. mintából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | % |
| | % | % | % | % | % | % | % | |
| $SiO_2$ | 65,30 | 64,79 | 64,71 | 63,85 | 64,22 | 70,05 | 64,46 | 65,34 |
| $TiO_2$ | 0,18 | 0,53 | 0,19 | 0,34 | 0,34 | 0,45 | 0,29 | 0,33 |
| $Al_2O_3$ | 16,73 | 16,91 | 17,88 | 13,36 | 12,29 | 15,09 | 16,38 | 15,52 |
| $Fe_2O_3$ | 2,19 | 3,11 | 1,97 | 7,40 | 8,54 | 2,12 | 4,31 | 4,23 |
| FeO | 0,71 | 0,48 | 0,96 | 0,72 | 0,77 | 0,70 | 0,91 | 0,75 |
| MnO | nyom | 0,07 | 0,18 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,10 |
| MgO | 0,56 | 1,61 | 1,28 | 0,20 | 0,13 | 0,25 | 0,20 | 0,60 |
| CaO | 1,45 | 3,62 | 4,11 | 3,78 | 4,40 | 2,98 | 3,65 | 3,43 |
| $Na_2O$ | 1,05 | 2,17 | 2,28 | 2,90 | 3,04 | 2,76 | 2,50 | 2,39 |
| $K_2O$ | 4,50 | 3,79 | 2,98 | 2,94 | 2,88 | 4,02 | 3,17 | 3,47 |
| $+H_2O$ | 3,38 | 2,32 | 1,84 | 3,07 | 2,02 | — | 1,88 | 2,07 |
| $-H_2O$ | 3,63 | 0,26 | 1,32 | 1,23 | 1,51 | 0,65 | 2,51 | 1,59 |
| $CO_2$ | — | — | — | — | — | 0,54 | 0,05 | 0,09 |
| $P_2O_5$ | 0,05 | 0,76 | 0,06 | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,16 |
| $C_{org.}$ | — | — | — | 0,09 | 0,02 | — | 0,03 | 0,02 |
| | 99,73 | 100,42 | 99,76 | 100,02 | 100,31 | 99,76 | 100,49 | 100,09 |

ELEMZŐK: 1. TOLNAY V. 1960. 3. GUZY K.-NÉ 1961. 4., 5., 7. JANKOVITS L. 1960. 6. NEMES L.-NÉ 1959. MÁFI; 2. DONÁTH É. 1960. JATE.

szerint szeparálódhat. Ennek bizonyítására a hegységben vizsgálatokat még nem végeztünk.

A hegység *dácitjainak átlagelemzését* összehasonlítva a DALY-féle dácit-átlaggal, azt látjuk, hogy a mi átlagmintáink magasabb oxidációs fokot képviselnek. A MgO-tartalom alacsonyabb az irodalmi átlagnál és a $Na_2O$- és $K_2O$-értékek fordítottan érvényesek. A mi esetünkben a $K_2O$-érték magasabb és az $Na_2O$ az alacsonyabb, ebből következően a DALY-féle átlagminta $K_2O/Na_2O$-ja 0,67, a mátrai átlagmintáé 1,45. A két elemzés többi értékében jó egyezést találtunk.

## Tortonai (badenien) vulkáni képződmények

### Középső rétegvulkáni sorozat

A hegység vulkáni felépítményének legnagyobb részét a tortonai emelet során felszínre került explóziós és effúzív termékek adják. A sorozat vastagsága igen tág határok között változik, a Ny-i Mátra északi részén meghaladja az 1000 m-t, míg a keleti hegységrészeken alig éri el az 500 m-t. Ezt a vastag-

ságingadozást annak tulajdonítjuk, hogy a nyugati területeken a vulkánosság jellege szakaszos és polivulkános volt — tehát a fúrásszelvényekben több szomszédos kráter egymásra ömlött és szóródott termékeit találjuk —, a keleti részeken pedig néhány centrum kevés számú erupciós fázisával számolhatunk. A fúrásokkal harántolt vastagsági értékeket, a területi elterjedést, valamint a valószínűsíthető lepusztulás mértékét figyelembe véve, megközelítő számításokat végeztünk az eruptált tömeg nagyságrendjére vonatkozóan. A számítások szerint az ekkor felszínre került explóziós és effúzív anyag mennyisége 320—340 $km^3$ között lehetett. Az erózió ebből a tömegből 20—25%-ot, mintegy 65—80 $km^3$-t szállított el a déli előtérbe. A lepusztulás pontosabb mértékét ma már nem lehet meghatározni. Megnehezíti a vulkáni tömeg felmérését, hogy a déli előtér fiatalabb üledékei nagy területen fedik a vulkanitokat is.

A 250—270 $km^3$-re becsülhető vulkáni kőzettömeg genetikailag három csoportba osztható. A hármas felosztás a következő:

— különböző kifejlődésű, összetételű — részben átalakult — lávaképződmények;
— az explóziós tevékenység szolgáltatta tufa, tufabreccsa és -agglomerátum képződmények;
— a lávakötésű agglomerátum és breccsa, ahol a különböző viszkozitású kőzetolvadékok a megelőző explóziós törmelékanyagot cementálták össze.

A kőzetváltozatok százalékos megoszlása az összletet harántoló fúrások anyagvizsgálatai alapján:

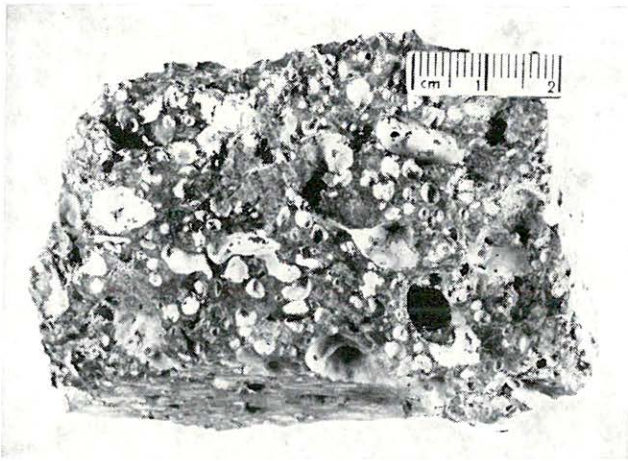
| | |
|---|---|
| lávakőzet | 49,8%, |
| explóziós termék | 37,8%, |
| lávaagglomerátum | 12,4%. |

A lávaképződmények kifejlődése igen változatos. Az egyes típusok kialakulása nagyban függött az eredeti láva hőmérsékletétől, viszkozitásától, kémiai összetételétől, a lávaömlés tömegétől, a megszilárdulás helyétől és gyorsaságától, a környezet morfológiájától és kőzettani jellegétől. A fenti tényezők döntően befolyásolták a kőzetolvadékok kristályosodását. Ennek eredményeképpen finom-, közép- és durvaszemcsés, valamint hólyagos, salakos, mandulaköves és folyásos szövetű vulkanitok keletkeztek. A gyakorlati felvételező és anyagvizsgáló munka során különválasztottuk a hólyagos és salakos kőzeteket, melyeket sokan még azonos keletkezésűnek tekintenek.

„*Hólyagos*"-nak neveztük azokat a kőzetváltozatokat, melyekben gömb és tojásdad alakú üregek vannak, és az üregek közti kőzet mikroszkópos vizsgálat szerint normál kristályos szerkezetet mutat. Néha a hólyagüregek belső falát halványkék vagy fehér kalcedon, illetve opálkéreg vonja be (46. ábra). A kőzet térfogatsúly-csökkenése ebben az esetben a tömött kőzethez viszonyítva 10—20%-os.

„*Salakos*"-nak nevezhető az a kőzet, melynek üregei szabálytalanok és számuk oly nagy, hogy a kőzet térfogatsúlya a tömött kőzethez viszonyítva gyakran felére csökken.

Hazai és aktív területeken végzett megfigyeléseink szerint a hólyagos kőzetek nagy része vízben szilárdult meg, kialakulásukban a láva gáztartalmának és a beömléskor keletkező vízgőznek egyaránt nagy szerepe van. Salakos kőzet alakulhat ki a lávafolyások tetején vagy talpán, de gyakran a gázban dús explóziós tevékenység is salakos láva-, illetve kőzetfoszlányokat szolgáltat. Ez utóbbi keletkezési formát igazolják azok az

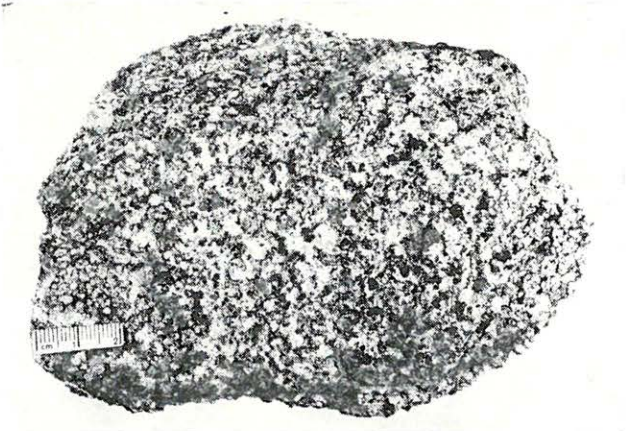


*46. ábra.* Durvahólyagos, kissé átalakult piroxénandezit — Jobbágyi, Nagyhársas nyugati oldala. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 46.* Coarsely vesicular, slightly altered pyroxene andesite — Jobbágyi, western side of the Nagyhársas. (Photo: PELLÉRDY)

agglomerátumok, melyekben a bombák, illetve kőzettömbök többsége kis térfogatsúlyú (47. ábra). Összehasonlításul megemlítjük, hogy a Stromboli jelenkori explóziós foszlányainak zömét salaknak vagy salakosnak tekintjük, míg az Etna keleti lábánál vízben megszilárdult lávát hólyagosként ismerjük. Fentiekhez hasonló folyamatokat a Mátra kialakulásánál is fel kell tételeznünk.

Genetikailag külön alcsoportnak tekintettük a *„mikrohólyagos"* vulkanitokat, ezekben a középszemcsés kőzetek ásványait a fumarolás gőzök részben vagy egészen kilúgozták és így azok sejtes szerkezetűvé váltak (ezek természetesen már másodlagos termékek).



*47. ábra.* Finomüreges, salakos bomba agglomerátumból — Apci Kopasz-hegy, felső kőfejtő. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 47.* Fine-vesicular, scoriaceous bomb recovered from agglomerates — Mt. Kopasz at Apc, upper quarry. (Photo: PELLÉRDY)

A *„mandulaköves"* kőzeteket a hólyagos kőzetek egyik alváltozatának tekintjük. Megemlítjük, hogy a Mátra hegység déli részén csak oly magasságig találtunk hólyagos és mandulaköves kőzeteket, ameddig minden bizonnyal megállapíthatjuk a torton eleji tenger kiterjedését.

A *folyásos szövetű* kőzetek keletkezését a láva nyúlósságából vezethetjük le, ugyanis általában a közepes viszkozitású lávafolyások adnak folyásos kőzettesteket. A fentiekben említett kőzetváltozatokat és -csoportokat térképileg nem lehetett körülhatárolni. Emiatt a továbbiakban az egyes lelőhelyeknél esetenként különböző kőzetváltozatokat ismertetünk.

A középső rétegvulkáni sorozatban — keletkezésének, felhalmozódásának megfelelően — ásványtanilag is eltérő kőzeteket találunk. Általában a piroxénandezit-változatok uralkodnak, melyek között a mikroszkópos vizsgálatok szerint tiszta augitandezitet vagy hiperszténandezitet, valamint a két változat különböző átmeneteit mutattuk ki. A fentieken kívül kisebb mennyiségben biotitos piroxénandezit, bronzitos andezit, színes elegyrész nélküli, vagyis amafitos andezit fordul elő. A felvételi munka során a több ezer vizsgálat ellenére csak két-három esetben találtunk a bázisosabb kőzetekben olivint és egy esetben gránátot.

Az andezites ásványokat tartalmazó kőzetfajták mellett — kisebb előfordulások esetében — savanyú piroklasztikum közbetelepüléseket lehet találni, melyek a külföldi recens vulkánosság szerint kezdő explóziós termékeknek tekinthetők. Ezek a betelepülések a rétegvulkáni sorozat különböző szintjein jelennek meg és nem szinttartók. A savanyú piroklasztikum gyakran dácitos vagy riolitos összetételű és a kisebb-nagyobb mennyiségű változó méretű horzsakő mellett biotitot, amfibolt, andezint, ill. oligoklászt tartalmaz. E savanyú betelepülések vastagsága az explózió intenzitásától függően változik.

A lávaképződményeket gyakran a vulkánossággal egyidejű vagy azt követő átalakító hatások érték. Az *átalakulások* igen sokrétűek lehetnek, mértékük esetenként oly nagy, hogy az eredeti kőzet ásványos összetétele felismerhetetlen. A hegység részletes felvétele során az alábbi — egymástól genetikailag és petrográfiailag elkülöníthető — átalakult kőzetváltozatokat ismertük meg:

1. *Oxidációs elváltozások.* Ezen belül genetikailag az alábbi négy alcsoportot különböztettük meg:
   a) fumarolás átalakulások,
   b) autooxidációs átalakulások,
   c) kontakt vagy érintkezési átalakulások,
   d) limonitos mállás.
2. *Kovasavas átalakulások:*
   a) opál-, kalcedon- és tridimitfészkes andezit;
   b) regionálisan kovásodott andezit. (Utóbbiak a hidratációs elváltozásokat mutató kőzetváltozatokkal hatalmas tömegeket képviselnek a Ny-i Mátrában.)
3. *Hidratációs átalakulási folyamatok.* Jellegeiktől függően szintén három csoportra oszthatók:
   a) szericitesedés,
   b) hidrotermális agyagásványosodás,
   c) halmirolitikus agyagásványosodás.
4. *Kloritosodás, uralitosodás, szerpentinesedés.*
5. *Karbonátosodás.* (Ca-földpátok karbonátosodása.)
6. *Piritesedés.* (A regionális kovásodás és agyagásványosodás kísérője.)
7. *Biotitosodás.* (Főleg a piroxénes andezitváltozatok és a vízgazdag képződmények érintkezési zónájában gyakori, legtöbbször más kontakt jelenségekkel együtt.)

8. *Káliszematózis.* (A hidrotermális tevékenység egyik formája. Részben a földpátfenokristályok szanidinesedése, vagy a közeli tufák adularitosodása megy végbe.)

A hegységben a fentieken kívül különös összetételű kálikőzet is van, amit „*kálitrachit és kálidús kőzetek*" fejezetcím alatt ismertetünk.

A fenti osztályozás alapján a középső rétegvulkáni sorozatot az alábbi sorrendben ismertetjük:

1. *Finomszemcsés kőzetváltozatok:*
   a) *Amafitos andezitek:*
      Üde amafitos andezit
      Fumarolásan oxidált, amafitos andezit
      Fumarolásan oxidált és kovásodott, amafitos andezit
      Üde, hólyagos, amafitos andezit
      Fumarolásan oxidált és kovásodott, hólyagos, amafitos andezit
   b) *Piroxéntartalmú andezitek:*
      Üde mikroszemcsés piroxénandezit
      Mikroszemcsés, hólyagos, oxidált és kovásodott piroxénandezit
2. *Középszemcsés kőzetváltozatok:*
   a) *Piroxénes andezitek:*
      Kifejlődésbeli változatok:
         Üde augit- és hiperszténandezit
         Hólyagos piroxénandezit
         Salakos piroxénandezit
         Mandulaköves piroxénandezit
         Folyásos szövetű piroxénandezit
         Fumarolásan oxidált piroxénandezit
         Autooxidációs piroxénandezit
         Kontakt piroxénandezit
      Ásványos átalakulások:
         Kovásodott piroxénandezit
         Szericitesedett piroxénandezit
         Agyagásványosodott piroxénandezit
         Kloritosodott piroxénandezit
         Uralitosodott piroxénandezit
         Karbonátosodott piroxénandezit
         Piritesedett piroxénandezit
         Kálimetaszomatizált piroxénandezit
         Biotitos piroxénandezit
         Biotitosodott piroxénandezit
3. *Durvaszemcsés kőzetváltozatok:*
   a) *Piroxéntartalmú andezitek:*
      Üde piroxénandezit
      Hólyagos piroxénandezit
      Mandulaköves piroxénandezit
      Fumarolásan oxidált piroxénandezit
      Karbonátos piroxénandezit
4. *Vulkáni törmelékes kőzetek*
5. *Lávaagglomerátum és lávabreccsa*
6. *Savanyú piroklasztikum közbetelepülések*
7. *Kálitrachit és kálidús kőzetek*
8. *Gejzirit-, hévforrás- és limnokvarcit-képződmények*

A fenti felosztásban szereplő kőzetváltozatok és alváltozatok a legtöbb esetben egymással keverednek és ilyenkor komplex elváltozásokat vagy átalakulásokat találhatunk. Például a Gyo. 3. sz. fúrás egyes mintáin az uralitosodás mellett karbonátosodás és agyagásványosodás is jelentkezik, vagy kovásodott és agyagásványosan átalakult

kőzetek csaknem az egész hidrotermálisan elváltozott körzetben együtt találhatók. A lényegesebb eltéréseket vagy komplexebb átalakulásokat leírásainknál külön is kiemeljük. Egy különös, gömbös szerkezetű andezit fordul elő a Káva-tető északi oldalán lefutó völgyben, de külön típusnak nem tekintettük, mivel felvételeink során szálban nem találtuk meg.

### *1. Finomszemcsés kőzetváltozatok*

E kőzetcsoportba tartozó lávaképződményeket két alcsoportba osztva tárgyaljuk: színes elegyrész nélküli, vagyis amafitos és piroxéntartalmú andezitek. Szárazföldi és tengeri lávafolyásokból egyaránt ismertek. Területi elterjedésük a nyugat-mátrai Ólom-tető, Német-bérc, Szarvas-bérc, Diós-völgy és Pince-patak környéke. Kisebb előfordulásokban a gyöngyöstarjáni kisdombi erdészháztól északra, a gyöngyöspatai Havas-hegy déli és délnyugati lejtőjén, a gyöngyösoroszi Bányadombtól keletre, a jobbágyi Nagyhársas nyugati lejtőjén (XXX. tábla 1.), a kelet-mátrai Domoszló, továbbá Kisnána közelében, valamint a gyöngyösi Sár-hegy déli részén ismertük fel.

*Üde amafitos andezit*

Legjelentősebb előfordulása a Szurdokpüspökitől keletre levő Szurdok-völgy és Pince-patak nevű mellékvölgye, ahol változóan átalakult andezit-agglomerátum alatt több kőfejtővel mintegy 14—16 m vastagságban tárták fel. A kőzet vastagpados, hosszan követhető 2—4 mm vastag kalciterekkel. Szemcsézete szabad szemmel alig észlelhető. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a 40—60 $\mu$-os földpátlécek csaknem kitöltik a látómezőt, bár ritkán egy-két kisebb földpát-fenokristály is megfigyelhető. A földpátlécek közti üvegben sokszor 5—10 $\mu$ méretű magnetitszemcsék vannak. Azonos kőzetet találtunk a Zám-patak völgyének alsó szakaszán, és a jobbágyi Nagyhársas nyugati lejtőjén (XXX. tábla 3.).

A kőzetváltozat mintáinak elemzési eredményét a 31. táblázat mutatja.

Az első három elemzés viszonylag nagy hasonlóságot mutat. A negyedik minta a Nagyhársas nyugati lejtőjéről készült, ahol az amafitos andezit egy kisebb önálló lávanyelvet képvisel és nincs összefüggésben az előzőekkel. A magas CaO- és $Al_2O_3$-tartalom valószínűleg a bázisos földpátok nagyobb mennyiségét bizonyítja még akkor is, ha a számítások szerint a kőzetben 3,3% kalcit is van. Az oxidációs foka igen alacsony, mindössze 0,74, míg az előzőeké 2,0 körül mozog.

*Fumarolásan oxidált, amafitos andezit*

A pince-pataki kőfejtő bejáratánál az előbb ismertetett kőzetváltozatokban, hajszálrepedések mentén szabálytalan alakú, hematitos elszíneződés látható. Az oxidáció nem oszlik el egyenletesen és csak vörös árnyalatú foltokat ad. Ugyanilyen enyhe oxidációs elváltozás jelentkezik pl. a kisdombi erdészháztól északra. Szabad szemmel az oxiásványokat felismerni nem lehet, de a kőzet színe arra vall, hogy a vasásványok zöme hematit. Hasonló foltos elszíneződésű kőzeteket találhatunk a Német-bérc egyes szakaszain, ahol a később említendő hólyagos változattal váltakozik padosan (XXX. tábla 2., 4.). Kisebb foszlányokban a szurdokpüspöki Horka-bércen is megjelenik. A fumarolás oxidáció abban nyilvánul meg, hogy az erősebben vörös mezőkben a kőzetüvegben egyébként felismerhető magnetit egy része hematittá alakul és elfedi az üveget. A hematitosodás gyakran olyan erős, hogy a földpátlécéket is elfedi. Ilyenkor áteső fényben az egész kőzet opakká válik, vizsgálata csak érc-

*31. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. |
|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,28 | 53,79 | 53,65 | 53,32 |
| $TiO_2$ | 0,67 | 1,17 | 1,26 | 0,94 |
| $Al_2O_3$ | 17,14 | 16,39 | 17,34 | 21,39 |
| $Fe_2O_3$ | 4,35 | 4,53 | 3,93 | 1,61 |
| FeO | 4,36 | 4,47 | 3,53 | 4,35 |
| MnO | 0,50 | 0,25 | 0,27 | 0,15 |
| MgO | 2,38 | 3,06 | 3,08 | 1,11 |
| CaO | 7,00 | 7,46 | 7,28 | 10,52 |
| $Na_2O$ | 3,16 | 2,72 | 2,53 | 2,70 |
| $K_2O$ | 2,41 | 2,91 | 2,84 | 1,34 |
| $+H_2O$ | 1,25 | 1,36 | 2,71 | 0,98 |
| $-H_2O$ | 0,77 | 0,97 | 1,49 | 0,08 |
| $CO_2$ | 0,17 | 0,39 | 0,11 | 1,46 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,21 | 0,25 | 0,12 |
| | 100,59 | 99,68 | 100,27 | 100,07 |
| Rittmann-név: | Labradorit trachiandezit | Olivines trachiandezit | Labradorit trachiandezit | Labradorit andezit |

1. Zám-patak alsó szakasza.
2. Szurdok-völgy, Pince-patak, alsó bányaudvar.
3. Szurdok-völgy északi oldala.
4. Nagyhársas nyugati lejtője.

Elemzők: 1. SOHA I.-NÉ 1964. 2—4. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. MÁFI.

mikroszkóppal lehetséges. Néha az erősen hematitosodott kőzetben utólagos újrakilúgzási nyomokat találtunk, ahol a későbbi oldatok kilúgozták a vasat és a kőzet kifakult.

A Szurdok-völgy pince-pataki kőfejtőjének mintájából készült kémiai elemzés eredményét a 32. táblázaton láthatjuk.

*32. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 54,88 |
| $TiO_2$ | 0,61 |
| $Al_2O_3$ | 17,59 |
| $Fe_2O_3$ | 5,80 |
| FeO | 3,41 |
| MnO | 0,44 |
| MgO | 2,21 |
| CaO | 8,40 |
| $Na_2O$ | 3,20 |
| $K_2O$ | 2,16 |
| $+H_2O$ | 0,40 |
| $-H_2O$ | 0,77 |
| $CO_2$ | 0,17 |
| $P_2O_5$ | 0,15 |
| | 100,19 |

Elemző: SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI.

A mintában a szokottnál erősebb oxidációs átalakulás ment végbe. A kőzet oxidációs foka 3,4, egyébként típusos andezites összetételt kaptunk. RITTMANN kőzetkémiai rendszerében a minta „trachiandezit"-nek adódott, amit a több mint 5%-os összalkália-tartalom is bizonyít.

*Fumarolásan oxidált és kovásodott, amafitos andezit*

Az előbbi kőzetváltozathoz hasonló, erősen oxidált, majd kovásodott változatot találhatunk a Zám-patak felső szakaszán, a Mocsár-bükktől nyugatra levő Vöröskőnél és kisebb mennyiségben a pince-pataki kőfejtőben (itt már a durva agglomerátumban áthalmozottan). Színe téglavörös-sötétbordó. A másodlagos kovásodás miatt igen ellenálló, és az erodált hegylejtőkön szeszélyes alakú sziklaroncsokban, szirtekben maradt fenn (10. ábra). Mikroszkóppal megállapítható, hogy a hematitos elfedés néhol oly

*33. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,21 | 66,09 | 60,17 | 58,85 | 58,26 |
| $TiO_2$ | 0,67 | 0,49 | 0,61 | 0,67 | 1,03 |
| $Al_2O_3$ | 17,50 | 12,66 | 15,75 | 16,56 | 18,34 |
| $Fe_2O_3$ | 10,92 | 7,18 | 9,44 | 9,48 | 10,19 |
| FeO | 0,07 | 0,41 | 0,07 | 0,41 | 0,14 |
| MnO | 0,44 | 0,44 | 0,50 | 0,50 | 0,31 |
| MgO | 2,03 | 1,05 | 1,51 | 0,80 | 0,75 |
| CaO | 7,22 | 4,55 | 5,20 | 6,22 | 4,25 |
| $Na_2O$ | 3,20 | 2,30 | 2,89 | 2,97 | 2,61 |
| $K_2O$ | 2,01 | 1,74 | 2,65 | 2,27 | 2,17 |
| $+H_2O$ | 0,69 | 2,18 | 1,00 | 0,70 | 1,48 |
| $-H_2O$ | 0,27 | 0,98 | 0,36 | 0,40 | 0,79 |
| $CO_2$ | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,27 | 0,03 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,23 |
| | 100,42 | 100,29 | 100,34 | 100,26 | 100,58 |

1. Szurdok-völgy, pince-pataki kőfejtő.
2. Német-bérc északi része.
3. Zám-patak forrásvidéke.
4. Zám-patak felső része.
5. Vöröskő-bérc déli orom.

Elemző: SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI.

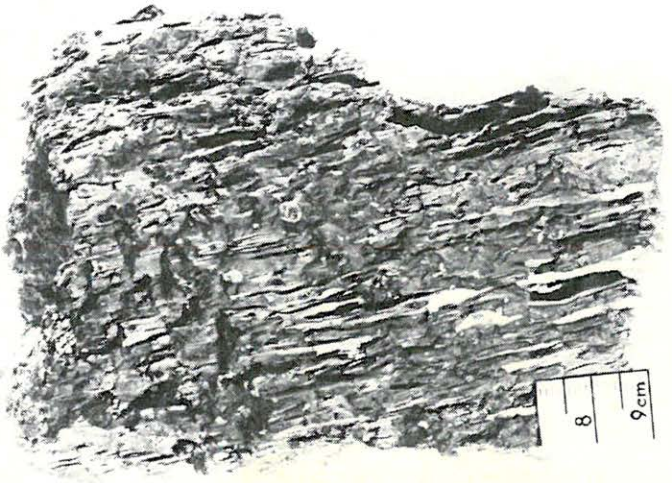
erős, hogy az eredeti finom földpát tűs termete sem ismerhető fel. A tűk hossza változó, de sohasem haladja meg a 80 μ-os méretet. Az üvegállomány gyakran devitrifikálódott (XXVII. tábla 1.). Elvétve egy-egy földpát-fenokristályt is tartalmaz, ezek repedéseit hematit vagy a később kivált opál töltötte ki. Fumarolás hatásra a hematit kisebb üregek mentén kilúgzódott (XXXIII. tábla 2.), ilyenkor a földpáttűk újra láthatók, de a kőzetben ilyen helyeken a magnetit is hiányzik. A Német-bérc és Vöröskő körzetében a kőzet vékony lemezes kifejlődésű.

A kőzetek kémiai összetételében (33. táblázat) a legszembetűnőbb különlegesség, hogy a másodlagos kovásodás függényében a $SiO_2$-tartalom esetenként a dácitos összetételnek megfelelő értéket is eléri. A fumarolás oxidáció a kőzet ferrovastartalmát csaknem teljes egészében átalakította és így az FeO-tartalom 0,5% alá csökkent, míg a $Fe_2O_3$ mennyisége két mintában a 10%-ot is meghaladta. Ebből következtethető, hogy a vasásványok zöme hematit, kisebb mennyiségben goethit vagy limonit. Kérdés, hogy az átlagosan 1% körüli kötött víz mihez kötődik, mert esetünkben nemcsak a limonithoz, hanem az eredeti kőzetüveghez is kapcsolódhat. Ez utóbbi esetben még valószínűbb, hogy vasásványainak zöme hematit. Figyelemre méltó, hogy a CaO-tartalom a szokásos 7—8%-ról 4—6%-ra csökkent. Ez szintén a magas hőmérsékletű fumarolás tevékenység eredménye lehet, amikor a keletkező hematit helyettesíti az előzőleg lebontódott Ca-földpátokat.

*Üde, hólyagos, amafitos andezit*

Az amafitos andezitváltozatokat szolgáltató erupciós központ az Ólomtető és Vöröskő-bérc körzetében lehetett, ezeken a helyeken ismerjük törmelékét legnagyobb tengerszint feletti magasságban. A kőzet a Német-bérc, Püspöki-bérc és a Diós-völgy felső szakaszán lemezes, hólyagos kifejlődésű (XXVII. tábla 2., XXXI. tábla 1., 2.). A hólyagüregek falát gyakran fehér vagy sárgás kova (opál)- vagy agyagásványkéreg borítja, de kovás átalakulás nyomát nem találjuk. Esetenként a két ásvány közti átmeneti állapot is megfigyelhető (XXVII. tábla 4.). Az alapanyag itt is finom földpáttűkből áll, a köztes kőzetüveget magnetit színezi, esetenként kevés fenokristályt is tartalmaz (XXXIII. tábla 4.). Külsőleg a kőzet hólyagüregei gömb vagy tojásdad alakúak, nagyságuk legtöbbször 1 cm alatt marad. Néhány mintában megnyúlt hólyagüregek voltak, és a kőzet csöves szerkezetűvé vált (48. ábra).

A Vöröskő-bérc déli lejtőjéről származó minta kémiai elemzése a 34. táblázaton látható.




*48. ábra.* Megnyúlt hólyagos, amafitos andezit a Ny-mátrai Vöröskő déli lejtőjéről. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 48.* Leucoandesite with elongated vesicles from the southern slope of Mt. Vöröskő in the western Mátra. (Photo: PELLÉRDY)

*Fumarolásan oxidált és kovásodott, hólyagos, amafitos andezit*

Az előbbi kőzettípus helyenként másodlagos átalakuláson ment át, alapanyaga — a 2. és 3. típushoz hasonlóan — fumarolás hatásokra oxidálódott, majd később kovásodott. Az oxidáció itt is foltosan jelentkezik, főleg a leme-

*34. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 55,23 |
| $TiO_2$ | 1,52 |
| $Al_2O_3$ | 15,41 |
| $Fe_2O_3$ | 4,24 |
| FeO | 4,99 |
| MnO | 0,53 |
| MgO | 4,37 |
| CaO | 5,86 |
| $Na_2O$ | 2,65 |
| $K_2O$ | 2,60 |
| $+H_2O$ | 1,83 |
| $-H_2O$ | 0,75 |
| $CO_2$ | 0,14 |
| $P_2O_5$ | 0,29 |
| | 100,41 |

Rittmann-név: trachiandezit

Elemző: JANKOVITS L. 1963. MÁFI.

*35. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 67,71 |
| $TiO_2$ | 0,49 |
| $Al_2O_3$ | 13,92 |
| $Fe_2O_3$ | 5,06 |
| FeO | 0,40 |
| MnO | 0,31 |
| MgO | 0,50 |
| CaO | 3,67 |
| $Na_2O$ | 2,30 |
| $K_2O$ | 2,16 |
| $+H_2O$ | 2,39 |
| $-H_2O$ | 1,25 |
| $CO_2$ | 0,12 |
| $P_2O_5$ | 0,15 |
| | 100,43 |

Elemző: SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI.

zesség és mikrorepedezettség mentén. Mikroszkóppal megállapítható, hogy a földpáttűs alapanyag üvegállományát a magnetitből keletkező hematit elfedte, opakká változtatta. A hólyagüregek belső falán az opál vagy agyagásványos kéreg szintén megfigyelhető, néha kisebb tridimittűkkel. Az erőteljes hematitosodás miatt a kőzetszövet nem vizsgálható áteső fényben.

A Német-bérc déli részéről származó minta kémiai elemzését a 35. táblázat mutatja.

Az erőteljes kovásodást és oxidációt az elemzés adatai is bizonyítják. A 3,67%-os CaO-tartalom messze alatta marad az andezites kőzetek értékeinek. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy az erőteljes oxidáció, majd kovásodás nagyrészt kiszorította a Ca-földpátokat. A hólyagüregek falát víztartalmú $SiO_2$-változatok borítják. Másodlagos karbonátosodást nem találtunk.

Az előzőekben leírt kőzettípusok vulkanológiailag és kőzetgenetikailag abban hasonlítanak egymásra, hogy szemcsézetük finom és színes elegyrészt nem tartalmaz. Az elvétve található kisebb fenokristályok szabad szemmel nem láthatók. Ezek alapján úgy véljük, hogy a fenti öt kőzetváltozat egyetlen — vagy legalábbis azonos jellegű — effúzió terméke. A vékonylemezes kifejlődés alacsony viszkozitású, a hólyagos szerkezet gázdús olvadékra vall. A hólyagos jelleg a hegység 500—550 m-es tszf. magasságáig nyomozható. Ez nem zárja ki a vízbe ömlés lehetőségét, mert hasonló magasságokban más helyeken is találtunk vízi felhalmozódású piroklasztikumokat.

*Üde mikroszemcsés piroxénandezit*

Az amafitos andezitváltozatokhoz külsőleg hasonló, finomszemcsés kőzetek a hegység más-más pontjain is találhatók. A mikroszkópos vizsgálatok azonban kiderítették, hogy ezek több-kevesebb piroxén-fenokristályt tartalmaznak. E finomszemcsés kőzetek általában egy-egy kisebb lávanyelvből vagy telérszerű réskitöltésből származnak és nem képviselnek nagyobb tömeget.

Jellegzetes finomszemcsés, viszonylag üde kőzettípusokat találtunk a Ny-i Mátrában a Havas-hegy déli és délnyugati lábánál, valamint a tőle délkeletre levő Bólya-tető délnyugati lejtőjébe vájt, ún. Geregi-kőfejtőben. A kőzetek alapszíne sötétszürke, szabad szemmel fenokristály nem ismerhető fel. Az utóbbi lelőhelyen a fejtési falban álgömbös szerkezet látható, uralkodó elegyrésze az ikerlemezes — leggyakrabban labradoritos összetételű — plagioklász. A mafikus elegyrészeket az augit és kisebb mennyiségben a hipersztén képviseli. A fenokristályok nagysága csak elvétve éri el a 600—700 $\mu$-t, ezért finomszemcsés. Az előbb említett plagioklász-fenokristályok nagyobbak, de azok sem érik el az 1 mm-es méretet.

Ebbe a csoportba soroltuk a gyöngyösoroszi Toka-patak völgyében törmelékben talált mintát, mivel a későbbiek során hasonló kőzeteket találtunk a gyöngyösoroszi érctelepet feltáró vízgyűjtőjétől keletre szálban is. A minta összetételében az ikerlemezes plagioklász vezet, átlagosan 1 mm alatti kristályokkal. A mafikus elegyrészeket a hipersztén és augit képviseli, még a plagioklászoknál is kisebb méretekkel. A hipersztén-fenokristályok némelyike magnetitzárványt tartalmaz és szegélyein esetenként kezdődő kloritosodás észlelhető.

A Kelet-Mátrában két helyen találtunk az előzőekhez hasonló finomszemcsés kőzetet. Az egyik lelőhelyen, a Tarjánka- és Csonka-patak közti gerincen a középszürke kőzetben szabad szemmel egy-két kisebb plagioklász-fenokristály látszik. A sötét elegyrészeket egy mm-nél kisebb fekete kristályok — fel-

tehetően piroxének — képviselik. A mikroszkópos vizsgálatok szerint a piroxén zöme augit. Érdekességként kell megemlíteni, hogy a labradoritos összetételű földpátok is 1 mm-es méreten aluliak. A Kisnána községtől északkeletre a Hátsó-Tarnóca-patak völgyében, egy időszakosan termelés alatt álló kőfejtő alsó szintjét finomszemcsés sötétszürke vulkanit alkotja. Lényeges elegyrészként ikerlemezes és zónás plagioklászt, valamint hipersztént tartalmaz. A kristályok mérete általában itt is egy milliméter alatt marad, szövete pilotaxitos. A kőzetben szabad szemmel is látható kevés kilúgzási üregben jellegzetes alakú és kioltású, legfeljebb 400 $\mu$-os tridimitkristályok vannak. Egyes mafikus elegyrészek szegélyén kezdődő biotitosodás észlelhető. A kőzetben a fentieken kívül sok endogén zárvány figyelhető meg, amelyek származási helye az aljzatban nem azonosítható.

A gyöngyösi Sár-hegy déli részén levő lapillis tufából egy csaknem obszidiánszerű üvegtöredéket gyűjtöttünk. Mikroszkópos vizsgálat szerint a kőzet nagy része színezett kőzetüvegnek látszik, melyben csak egy-két kisebb földpátléc vagy -tű ismerhető fel.

Az e típusba tartozó mikroszemcsés piroxénandezit kémiai elemzését a 36. táblázat mutatja.

A riodácitnak adódó minták viszonylagos savanyú voltát a 2. sz. minta esetében részleges kovásodással, az 5. sz. mintánál a kőzet üregeiben elhelyezkedő tridimitkristályokkal magyarázhatjuk, míg a 6. sz. minta egy iniciális explózió eredménye lehet, ami köztudottan mindig savanyúbb anyagot szolgáltat, mint a hozzá csatlakozó effúzió. A hegységbeli tapasztalatok szerint általában a kezdő piroklasztikum-szórás anyaga 3—5% $SiO_2$-vel többet tartalmaz, mint a hozzá tartozó andezit.

*36. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,32 | 59,77 | 57,22 | 55,16 | 57,16 | 59,21 |
| $TiO_2$ | 1,26 | 0,75 | 0,81 | 0,87 | 0,74 | 0,98 |
| $Al_2O_3$ | 17,15 | 16,39 | 18,07 | 20,09 | 18,33 | 16,88 |
| $Fe_2O_3$ | 3,57 | 2,81 | 1,58 | 1,84 | 2,41 | 2,20 |
| FeO | 4,61 | 3,67 | 5,18 | 5,07 | 3,99 | 5,29 |
| MnO | 0,17 | 0,25 | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,16 |
| MgO | 3,33 | 3,05 | 3,70 | 3,88 | 2,98 | 2,05 |
| CaO | 8,18 | 6,74 | 7,74 | 8,06 | 7,10 | 5,53 |
| $Na_2O$ | 2,52 | 3,10 | 2,55 | 2,10 | 2,10 | 3,66 |
| $K_2O$ | 1,49 | 2,72 | 1,64 | 1,46 | 2,14 | 2,01 |
| $+H_2O$ | 1,55 | 1,07 | 1,24 | 1,16 | 0,15 | 1,40 |
| $-H_2O$ | 1,11 | 0,46 | 0,28 | 0,59 | 1,81 | 0,27 |
| $CO_2$ | nyom | — | 0,11 | — | 0,41 | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,16 | 0,23 | 0,11 | 0,12 | 0,12 | 0,21 |
| | 100,42 | 101,01 | 100,35 | 100,52 | 99,59 | 99,85 |

1. Havas-hegytől délre, a Borsod nevű erdőrész.
2. Bólya-tető délnyugati oldala, Geregi-kőfejtő.
3. Toka-patak völgye, Bányadombtól keletre.
4. Tarjánka- és Csonka-patak közti gerinc.
5. Hátsó-Tarnócai kőfejtő alsó szintje.
6. Gyöngyösi Sár-hegy déli része, Csepje-tető.

Elemzők: 1. Guzy K.-né—Jankovits L. 1965. 3. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 4., 5. Emszt M. 1961. 6. Emszt M. 1965. MÁFI; 2. Mauritz B. 1910.

*Mikroszemcsés, hólyagos, oxidált és kovásodott piroxénandezit*

A mikroszemcsés andezitváltozatok mafikus csoportjának második változatát a hólyagos és utólagosan átalakult kőzetek képviselik. Ezek sem képviselnek természetesen külön effúziós ciklust, hanem az előbbi változat helyi kifejlődései. A Szűcsi község északnyugati végén levő pincesortól tovább haladva, a patakerózió erősen hólyagos és helyenként vörösfoltos kőzeteket tárt fel a részlegesen átalakult agglomerátum fedőjében. Az itt talált hólyagos, vastagpados kőzettestek egy — a Nagyhársas keleti oldaláról indult — lávafolyás részei. A hólyagok gyakran a folyásiránynak megfelelően megnyúltak és deformálódtak. A hólyagüregek belső falát halványkék, fehér vagy sárgás kovakéreg és agyagásvány vonja be. A kőzet ásványos összetétele hasonló az előbbihez, az apró plagioklász- és piroxén-fenokristályok közeit földpátlécek és magnetit tölti ki. A hólyagüregeket elválasztó kőzetben a földpáttűk folyásos szerkezetnek megfelelően irányítottan helyezkednek el. (Elemzését l. a 37. táblázaton.)

A kőzet erőteljes oxidációja az elemzési adatokból is látható. Az összvas-oxid-tartalom 91%-át az $Fe_2O_3$ teszi ki. A CaO jelentős csökkenését annak tulajdoníthatjuk, hogy a fumarolás gőzök kilúgozták a Ca-földpátok egy részét, és helyüket hematit foglalta el. Az alkáliák feltehetően azért maradtak vissza, mert nem kristályokban, hanem az üvegállományban rejtőztek.

Rittmann kőzetkémiai rendszerében a minta „riodácit"-nak adódott. A hematitos elfedés miatt a földpátok meghatározhatatlanok, ezért a besorolást kizárólag a másodlagos kovásodással igazoljuk.

Az előzőekben ismertetett kőzeteken kívül a hegységben még előfordul ugyan néhány finomszemcsés kőzettöredék, de azokat szálban nem találtuk meg, és feltételezzük, hogy vegyes lapilliket és bombákat tartalmazó agglomerátumokból hullottak ki. Hozzávetőleges becslések szerint a fenti kőzetcsoport a hegység andezites tömegének alig 10—12%-át képviseli.

E kőzetcsoportból készített 19 elemzés alapján az átlagos kémiai összetétel a 38. táblázaton látható.

*37. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 58,80 |
| $TiO_2$ | 1,38 |
| $Al_2O_3$ | 16,21 |
| $Fe_2O_3$ | 8,06 |
| FeO | 0,81 |
| MnO | 0,11 |
| MgO | 0,56 |
| CaO | 5,00 |
| $Na_2O$ | 3,26 |
| $K_2O$ | 2,75 |
| $+H_2O$ | 1,74 |
| $-H_2O$ | 1,66 |
| $CO_2$ | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,25 |
| | 100,59 |

Elemző: Jankovits L.—Soha L.-né 1965. MÁFI.

*38. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 57,69 |
| $TiO_2$ | 0,89 |
| $Al_2O_3$ | 17,00 |
| $Fe_2O_3$ | 5,22 |
| FeO | 2,91 |
| MnO | 0,30 |
| MgO | 2,23 |
| CaO | 6,63 |
| $Na_2O$ | 2,76 |
| $K_2O$ | 2,18 |
| $+H_2O$ | 1,33 |
| $-H_2O$ | 0,79 |
| $CO_2$ | 0,18 |
| $P_2O_5$ | 0,18 |
| | 100,29 |

Ha az *átlagértékeket* összehasonlítjuk a DALY-féle értékekkel, azt látjuk, hogy a kőzet a „típusos augitandezit"-hez áll legközelebb, még akkor is, ha nagyrészük nem tartalmaz mafikus elegyrészt.

RITTMANN kőzetkémiai rendszerében „labradorit riodácit"-nak adódott. Ennek okát abban látjuk, hogy az átlagértékek is tükrözik a másodlagos kovásodást, ami a savanyúbb tartomány felé szorítja az egyébként neutrális kőzettípust. Ha az üde változatok $SiO_2$ átlagát, az 54,45-öt vesszük figyelembe, akkor több mint 3%-os kovasav-növekedéssel számolhatunk.

### 2. *Középszemcsés kőzetváltozatok*

Ez a kőzetcsoport alkotja a hegység fő tömegét felépítő lávaképződmények megközelítőleg 80—85%-át. A vulkáni, illetve posztvulkáni hatások ezekben a kőzetekben idéztek elő legmélyrehatóbb változásokat, illetve átalakulásokat. A kifejlődés és másodlagos elváltozás alapján 18 alváltozatot különítettünk el, bár egy-egy változat csak kisebb mennyiségben jelenik meg. Megfigyeléseink szerint a kőzetek legnagyobb része különböző vastagságú, elterjedésű és viszkozitású lávafolyásként került felszínre. Megjegyzendő azonban, hogy a lávafolyások elterjedését és kiömlési hasadékait azonosítani ma már nem lehet, mivel azok többségét a rákövetkező lávafolyások, piroklasztikum-szórások, majd később a lepusztulás elfedték. A fúrásokkal harántolt lávaképződmények vastagsága 20—30 cm és többszáz méter között változik. Úgy véljük, hogy a többszáz méteres vastagság nem egyetlen lávafolyás, hanem egy süllyedékben felhalmozódó lávatömeg eredménye lehet. Szubvulkáni formában ezt a kőzetcsoportot nem ismerjük.

*Üde augit és hipersztén andezit*

A középszemcsés kőzetváltozatok kisebb-nagyobb mennyiségben csaknem az egész hegységben megtalálhatók. A kőzettípus üde változatai is igen eltérőek. A tájékozódás megkönnyítése érdekében hat területegységet különítettünk el:

*a)* Délnyugati-Mátra (Jobbágyi—Lőrinci)
*b)* Nyugati-Mátra (Gyöngyöspata—Szén-patak)
*c)* Északi-Mátra (Mátrakeresztes—Galya-tető)
*d)* Közép-Mátra (Mátraháza—Mátrafüred)
*e)* Déli-Mátra (Sár-hegy)
*f)* Keleti-Mátra (Markaz—Tarna-völgye)

a) A *DNy-i Mátrát* a hegység főtömegétől a tektonikus Szurdok-völgy választja el. Ez a völgy azonban nem jelent kőzettani határt, mivel hasonló kőzeteket a völgy másik oldalán is találtunk. A Lőrinci mellett levő Vöröskőn régebben egy kőfejtőben középszemcsés augit- és hipersztén andezitet termeltek, melynek anyaga ma már nagyrészt csak a hányón gyűjthető be. A kőzet színe sötétszürke, melyben szabad szemmel néhány földpát- és piroxén-fenokristály ismerhető fel. Szövete pilotaxitos, fenokristályai ikerlemezes plagioklászok, gyakran alapanyag-zárványokkal. A kristályok mérete 0,5—2,0 mm között változik. A színes elegyrészeket a hipersztén-, bronzit- és augit-fenokristályok képviselik. A metszetekben néha enyhe oxidatív elváltozás észlelhető, bár ez nem nagyon befolyásolja a kőzetek kémiai összetételét. A leírások szerint az egyik minta néhány kvarcszemcsét is tartalmazott, emiatt kissé savanyúbb

*39. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 60,67 | 57,80 |
| $TiO_2$ | 1,00 | 0,83 |
| $Al_2O_3$ | 17,48 | 18,18 |
| $Fe_2O_3$ | 1,26 | 1,12 |
| FeO | 5,34 | 5,67 |
| MnO | 0,09 | 0,10 |
| MgO | 2,03 | 3,05 |
| CaO | 6,00 | 6,81 |
| $Na_2O$ | 2,46 | 3,04 |
| $K_2O$ | 2,14 | 1,88 |
| $+H_2O$ | 1,28 | 1,32 |
| $-H_2O$ | 0,24 | 0,14 |
| $CO_2$ | — | — |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,04 |
| | 100,09 | 99,98 |

1. Petőfibánya, vöröskői kőfejtő hányója.
2. Petőfibánya, vöröskői kőfejtő fala.

Elemző: MAURITZ B. 1910.

értékek várhatók, amit az elemzési adatok (39. táblázat) igazoltak is (XXXVII. tábla 3.). Felszínközelben fumarolás és agyagásványosodott kőzetváltozatok is voltak (XXXI. tábla 4.).

Amint várható volt, a két kőzet kovasavtartalma valamivel magasabb a szokottnál. Az elsőben az említett néhány kvarcszemcse okozza a $SiO_2$-növekedést, a másikban szabad kvarc nem volt, de a közeli riodácitos láva és trasztufa lehetővé tett egy enyhébb asszimilatív savanyodást.

A Petőfibányától ÉK-re levő Kopasz-hegyen hosszú ideig folyt kőbányászat. A különböző szinteken kibontott andezitváltozatokon belül gyakori a gyenge oxidáció (XXXIII. tábla 3.), agyagásványosodás és kloritosodás. A Kopasz-hegy kőzeteinek egyik jellegzetessége, hogy viszonylag sok mélységi, főleg metamorf eredetű zárványt — főleg csillámpalát, kordierit- és diszténtartalmú palát — tartalmaznak, melyek igen fontosak a nyugati hegységrész mélyaljzatának megismeréséhez. A kőzetek alapszíne sötét és középszürke, mivel a különböző szinteken nyitott kőfejtők a rétegvulkáni sorozat más-más tagját tárták fel. Így találhatunk a kopasz-hegyi kőfejtőben és a Szőlőhegyen vékonylemezes kifejlődésű kőzeteket, de a szemcsézetük azoknak is közepes volt. Néha a kőzetek alapanyaga átkristályosodott (XXV. tábla 1.). A kőfejtők a lávaképződmények mellett sokszor közepes és durva agglomerátumot is feltártak. Az agglomerátum bombái és lapillijei között szintén igen gyakori a középszemcsés andezitváltozat.

Ugyancsak középszemcsés andezitet tárt fel az Apc—Rózsaszentmárton közötti út északi oldalán levő kőfejtő. A középszürke színű kőzetben szabad szemmel egy-két kisebb földpátkristály látható. Alapanyaga üveges, melyben halvány perlites rajzolat észlelhető. Ez utóbbi jelleg figyelemre méltó, mivel a kőzet ásványos összetétele főleg labradoritos plagioklászból, egy-két augitból és hiperszténből áll. Így ez az egyetlen olyan kőzetelőfordulás, amelynek anyaga az andezites összetétel ellenére a savanyú vulkanitokra jellemző perlitesedést mutat (XXXIII. tábla 1.).

Az apci Somlyó és a jobbágyi Nagyhársas közelmúltban újranyitott kőfejtőjében szintén üde, sötétszürke kőzetet termelnek. A repedések mentén azonban agyagásványosodás észlelhető. Szövete pilotaxitos, melyben a földpátlécek 70—90 $\mu$-osak. A fenokristályok 1,5—2,0 mm-esek és az ikerlemezek zömében labradoritok (XXXII. tábla 3.), míg a színes elegyrészeket a hipersztén kristályok képviselik (XXV. tábla 2.).

b) A *Ny-i Mátra* legtípusosabb középszemcsés, viszonylag üde kőzetei a gyöngyöspatai Havas-hegy északnyugati oldalán, a várhegyi kőfejtőben találhatók. A kőzetek alapszíne közép- és sötétszürke, attól függően, hogy a kőzet üvegállománya mennyi magnetitet tartalmaz. Szövete általában pilotaxitos, a kőzetben legfeljebb 2,0 mm-es fenokristályok foglalnak helyet.

Fenokristályai leggyakrabban labradoritos összetételűek, bár néha andezin is előfordul. A kristályok csaknem mindig ikerlemezesek, vagy elvétve periklin összenövésűek. A színes elegyrészeket uralkodólag a hipersztén-, bronzit- és alárendelten az augitkristályok képviselik. Az utóbbiak között néha ikerlemezes is van.

A piroxénandezit minták elemzési eredményeit l. a 40. táblázaton.

*40. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 58,02 | 56,59 | 54,84 |
| $TiO_2$ | 1,62 | 1,23 | 0,90 |
| $Al_2O_3$ | 16,62 | 18,12 | 18,49 |
| $Fe_2O_3$ | 4,45 | 3,67 | 2,20 |
| $FeO$ | 4,24 | 3,63 | 5,51 |
| $MnO$ | 0,22 | 0,11 | 0,46 |
| $MgO$ | 2,04 | 1,15 | 3,64 |
| $CaO$ | 5,86 | 8,52 | 8,11 |
| $Na_2O$ | 2,42 | 2,49 | 3,08 |
| $K_2O$ | 2,28 | 2,10 | 1,50 |
| $+H_2O$ | 1,94 | 1,16 | 1,60 |
| $-H_2O$ | 1,00 | 0,25 | 0,31 |
| $CO_2$ | nyom | nyom | — |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 0,18 | 0,17 |
| | 100,89 | 99,20 | 100,81 |
| Rittmann-név: | Labradorit riodácit | Labradorit riodácit | Pigeonit labradorit andezit |

1. Piroxénandezit Gyöngyöspatától északra, Sástó.
2. Piroxénandezit Havas-hegytől északnyugatra.
3. Piroxénandezit Gyöngyöspatai Várhegy, kőfejtő.

Elemzők: 1., 2. Jankovits L.—Guzy K.-né 1965. MÁFI; 3. Mauritz B. 1910.

A piroxénben gazdagabb kőzetek MgO-tartalma észrevehetően magasabb. Az 1. sz. minta a szokásosnál kevesebb CaO-t tartalmaz, aminek okát abban látjuk, hogy a kőzet nagy része vasgazdag üvegből áll és fenokristályai között jelentős az andezintartalom. Feltételezhető, hogy enyhe asszimiláció is lejátszódott, hiszen környezetét kovaföld és savanyú tufit alkotja.

A riodácitos jelleget a már említett környezeti asszimilációnak tulajdoníthatjuk, amikor a kovaföldes és savanyú tufás anyag részleges beolvasztásával a kovasavtartalom megnövekedett. Amint látjuk, az 1. sz. minta esetében 3,5%-os kovasav-növekedéssel kell számolnunk.

A Ny-i Mátra belsejében a Gyöngyöstarjántól északra levő Fajzat-puszta környékén a Máspataka és Disznós-folyás völgyében a mélyebb szinteken ismét találhatunk középszemcsés, üde piroxénandezit-fajtákat. E kőzettestek esetenként kisebb extrúzív tömegeknek, kőzetteléreknek vagy az erőteljes posztvulkáni tevékenység utáni fiatalabb intrúzióknak látszanak. Ásványos összetételükben uralkodnak az ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályok, melyek közül a többség labradoritos összetételű. A színes elegyrészeket a rombos piroxénkristályok képviselik, néha magnetitzárványokkal. A rombos piroxének zöme Mg-gazdag, tehát bronzit. Elemzését l. a 41. táblázaton.

Az elemzéseket értékelve megállapítható, hogy az öt minta az átlagos andezithez viszonyítva lényeges eltérést nem mutat. Az 1. sz. minta 4,62% magnézium-oxidja a kőzet magasabb piroxéntartalmából adódik. A minták átlagos 7,5—8,0% körüli összvastartalma arra vall, hogy a jelentős piroxéntartalom mellett a magnetitkristályok mennyisége sem elhanyagolható. A 2. sz. minta 57,03%-os $SiO_2$-je kisebb fokú kovásodást sejtet, de ezt az ásványos összetételnél még nem észleljük.

A hegység belsejében számos feltárásban és patakvölgyben találtunk a sorozatba tartozó középszemcsés kőzettípusokat. A szóban forgó terület nagy részén erőteljes posztvulkáni tevékenység folyt, ami a kőzet nagyobb részét különbözőképpen átalakította. Az üde piroxénandezitek — feltehetően a poszt-

vulkáni időszak után felszínre ömlött — kisebb tömegű lávafolyások, réskitöltések vagy intrúziós testek alakjában jelennek meg.

A kőzetek színe közép- vagy sötétszürke, helyenként enyhe oxidációs foltokkal, bár ezeket a kémiai elemzés (42. táblázat) nem igazolja. Ásványos összetételükben ikerlemezes, elvétve zónás plagioklász uralkodik. Színes elegyrészei a hipersztén és augit. Az utóbbiak valamivel nagyobb méretűek, de ritkábbak. A piroxén-fenokristályok szegélyein kezdődő opacitosodás észlelhető. A két piroxénváltozat néha összenövésben is megjelenik, amikor a hipersztén szegélyén augit vagy finomszemcsés pigeonit foglal helyet. Egy-két mintában hipersztén—plagioklász összetételű mikroholokristályos, eltérő szövetű kőzetrész található, amit nem mélységi intrúzív, hanem inkább differenciációs eredetűnek tekintünk. E differenciációs kőzetrészek nagysága legfeljebb 2—3 mm-ig terjed. A kőzetek alapanyagában néha csomósan jelentkező devitrifikáció észlelhető.

A bronzitos és hipersztenes augitandezit minták elemzési adatait a 42. táblázat tartalmazza.

A kémiai elemzések esetenként enyhén kovásodott kőzetekből készültek. Anizotróp kovakiválás nem jelentkezett. Az andezites összetételhez tartozó $SiO_2$ 52—55% között lehet. Esetünkben néhány mintában 56, 57, sőt 59%-ot is találtak. A néhány esetben jelenlevő magas $Fe_2O_3$ oxidációt jelent, de ezek sohasem olyan erőteljesek, hogy az külsőleg is kihatna a kőzetre. Az MgO-tartalom magas értéke arra vall, hogy a rombos piroxének zöme bronzit. Például a 3. sz. minta MgO-tartalma 5,57%, CaO-tartalma 5,44%, ami magas Mg-gazdag piroxéntartalmat és viszonylag alacsony Ca-földpát-tartalmat jelent. Ez eléggé különös az andezites összetételnél. Ugyancsak ilyen ellentmondás van az 1. sz. minta esetében, bár a két minta lelőhelye egymástól mintegy 2 km-re van. Mivel a kőzetekben víztartalmú ásvány nincs, a kötött víz a kőzetüvegben vagy a kezdeti mállási szegélyben rejtőzhet.

*41. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,00 | 57,03 | 55,05 | 55,85 | 54,53 |
| $TiO_2$ | 0,81 | 0,89 | 1,05 | 1,02 | 0,92 |
| $Al_2O_3$ | 20,22 | 18,75 | 19,94 | 19,14 | 18,17 |
| $Fe_2O_3$ | 2,34 | 1,12 | 1,53 | 3,13 | 2,01 |
| FeO | 5,30 | 6,46 | 6,13 | 4,85 | 6,61 |
| MnO | 0,13 | 0,17 | 0,14 | 0,12 | 0,12 |
| MgO | 4,62 | 2,70 | 3,46 | 3,08 | 3,80 |
| CaO | 9,83 | 7,50 | 7,15 | 7,30 | 8,40 |
| $Na_2O$ | 2,06 | 2,26 | 2,01 | 2,04 | 1,83 |
| $K_2O$ | 1,08 | 1,77 | 1,58 | 1,71 | 2,03 |
| $+H_2O$ | 1,02 | 1,70 | 1,48 | 1,14 | 0,22 |
| $-H_2O$ | 0,84 | 0,08 | 0,11 | 0,69 | 1,49 |
| $CO_2$ | 0,21 | 0,11 | nyom | 0,11 | 0,12 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 0,05 |
| | 100,58 | 100,73 | 99,82 | 100,36 | 100,30 |

1. Bronzitos andezit — Máspataka-völgy.
2. Piroxénandezit — Máspataka-völgy, Fajzat-pusztától keletre.
3. Bronzitos andezit — Máspataka-völgy, Fajzat-pusztától keletre.
4. Bronzitos andezit — Disznós-völgy középső része.
5. Bronzitos andezit — Világos-hegy keleti nyúlványa.

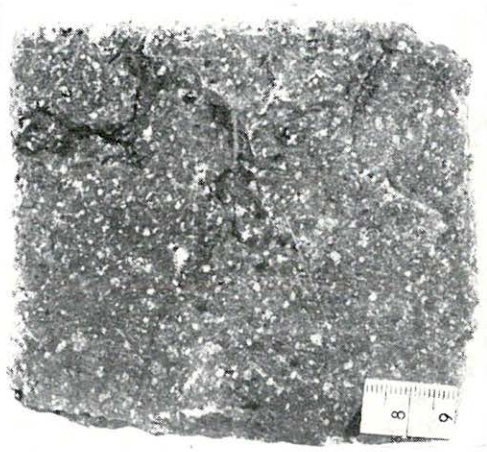
Elemzők: 1—4. JANKOVITS L. 1968. 5. TOLNAY V. 1958. MÁFI.

*42. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,50 | 54,76 | 56,76 | 56,85 | 57,12 | 56,43 | 56,31 | 55,84 | 55,99 | 55,00 | 59,75 |
| $TiO_2$ | 1,03 | 0,81 | 0,76 | 0,83 | 0,83 | 0,79 | 0,70 | 0,87 | 0,76 | 0,87 | 0,41 |
| $Al_2O_3$ | 19,07 | 18,31 | 17,91 | 16,91 | 18,00 | 18,10 | 18,90 | 17,79 | 18,21 | 17,22 | 18,61 |
| $Fe_2O_3$ | 3,38 | 1,50 | 1,35 | 2,73 | 1,23 | 1,70 | 1,49 | 1,25 | 1,25 | 2,05 | 0,56 |
| FeO | 4,20 | 5,52 | 5,46 | 4,45 | 5,01 | 5,01 | 4,66 | 6,34 | 5,38 | 4,54 | 4,89 |
| MnO | 0,17 | 0,13 | 0,20 | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 0,14 | 0,12 | 0,12 | 0,10 | 0,10 |
| MgO | 5,05 | 5,04 | 5,57 | 4,63 | 3,51 | 3,44 | 3,78 | 3,58 | 3,71 | 5,83 | 2,67 |
| CaO | 4,93 | 8,42 | 5,44 | 7,57 | 7,22 | 7,54 | 7,03 | 8,08 | 7,74 | 7,36 | 6,31 |
| $Na_2O$ | 2,62 | 2,38 | 2,24 | 2,53 | 2,92 | 2,47 | 2,54 | 2,07 | 2,60 | 2,33 | 2,02 |
| $K_2O$ | 1,51 | 1,42 | 2,03 | 2,56 | 1,72 | 1,96 | 2,02 | 1,82 | 1,87 | 2,00 | 2,47 |
| $+H_2O$ | 1,29 | 1,71 | 2,02 | 1,56 | 2,52 | 1,84 | 1,87 | 1,45 | 1,75 | 1,48 | 2,26 |
| $-H_2O$ | 1,29 | 0,27 | 0,45 | 0,14 | 0,39 | 0,33 | 0,37 | 0,55 | 0,24 | 0,98 | 0,37 |
| $CO_2$ | nyom | nyom | nyom | nyom | nyom | nyom | nyom | 0,31 | nyom | 0,22 | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,10 | 0,13 | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,12 |
| | 100,18 | 100,37 | 100,30 | 100,99 | 100,71 | 99,85 | 99,91 | 100,19 | 99,75 | 100,09 | 100,54 |

1. Cserepes-hegytől északnyugatra.
2. Cserepes-hegy.
3. Nagyhenc délkeleti lejtője.
4. Nagyhenc délkeleti oldal.
5. Tűzköves — erdőrész.
6. Árnyék-tető.
7. Üstökfő-tetőtől délkeletre.
8. Durits bánya.
9. Vöröskőtől északnyugatra.
10. Toka-patak, Bányadombtól keletre.
11. Felső Cserkőbánya.

Elemzők: 1—10. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 11. Tolnay V. 1961. MÁFI.



*49. ábra.* Középszemcsés, tömött piroxénandezit az É-i Mátra Somhegyeséről. (Fotó: Pellérdyné)

*Textfig. 49.* Medium-grained compact pyroxene andesite of Mt. Somhegyese in the northern Mátra. (Photo: Pellérdy)

c) A harmadik területegység az *É-i Mátra*, ahol a középszemcsés, üde kőzettípusok kisebb-nagyobb lávafolyások roncsaiként és kisebb extrúziós testekként fordulnak elő. Ezek az üde piroxénandezit tömegek helyenként csak néhány ezer köbméteres mennyiségben jelentkeznek és mellettük az elbontott kőzetek alkotnak nagyobb tömegeket. A kőzetek szemcsézete közepes (49. ábra), színe sötétszürke, néha kisebb darabokon a folyásos jelleg is felismerhető (Köves-bérc, XXXVIII. tábla 1., 2.). A repedések mentén limonitos bekérgezés van, de a limonit nem hatol a kőzet belsejébe. Uralkodó elegyrésze az ikerlemezes plagioklász, leggyakrabban labradorit. A fenokristályok mérete 0,5—2,5 mm között változik. A színes elegyrészeket a hipersztén képviseli, az előbbieknél kisebb méretekkel. A Harasztos-bérc alatti kőzetből gyakran hiányzik a hipersztén, ezért egyes szerzők (Mezősi J. 1960, 1961b) ezt is amafitosnak és savanyú andezitnek nevezték. Az utóbbi jelleget később a kémiai elemzések igazolták is, de részletesebb vizsgálatok szerint mégis tartalmaz piroxént, nagyon elenyésző mennyiségben. A Csörgő-patak felső szakaszán kisebb mértékű posztvulkáni elbontás jelentkezik. A Harasztos-bérc függőleges sziklafalaival teljesen azonos anyagból állnak a Báránykő és Óvár mélyebb szintjeinek kőzettípusai, melyeket a Csörgő-patak ÉK—DNy irányú völgye tárt fel (43. táblázat).

A fenti elemzések közül néhánynak a $SiO_2$-tartalma meghaladja a szokásos értékeket. Ez a növekedés azonban ásványtanilag nem bizonyítható, hiszen a kőzetek kvarcot nem tartalmaznak. Az összvastartalom több esetben eléri a 7—8%-ot, de a kezdődő oxidációs jelek ellenére az $Fe_2O_3$ mindig alacsonyabb az FeO-nál. Az oxidációs fok az elemzések sorrendjében: 1,70; 1,44; 0,70; 0,16; 0,82; 0,51; 1,35. Jól látszik, hogy az 1., 2. és 7. sz. mintában a részleges oxidáció már megindult. Az üde külső ellenére részleges agyagásványosodást tételezhetünk fel, hiszen a kötöttvíz-tartalom több mintában meghaladja az 1,5, illetve 2,0%-ot.

A Mátrakeresztes—Mátraszentimre közötti műúttól délre levő terület még közelebb esik a regionálisan átalakított hidrotermális régióhoz, ezért itt is észlelhetünk enyhe szilifikációs bontottságot. Az említett területen a kőzetek zöme kálitrachit, kálimetaszomatózist szenvedett andezit, hidrotermálisan kovásodott vagy agyagásványosodott andezit. A vizsgált kőzetek látszólag üdék, színük közép- vagy sötétszürke. A kőzetek szövete pilotaxitos. A lécek közti kőzetüvegben 10—15 $\mu$-os magnetitkristályok figyelhetők meg. A magnetitből kioldott vas kisebb foltokban megfestette a színtelen kőzetüveget. Fenokristályai ikerlemezes plagioklász- (néha alapanyagzárványokkal) és a földpátoknál kisebb hipersztén kristályok, amelyekben esetenként magnetitzárványt, máskor szegélyeiken kezdődő kloritos elváltozást találhatunk.

A földpát-fenokristályok elérik, sőt meghaladják az 1,5—2,0 mm-t, a hipersztén oszlopok hossza viszont általában 1,2 mm alatt marad. Egyes minták olyan elváltozást mutatnak, hogy azokat már a későbbiekben tárgyalandó uralitosodott piroxénandezit eredeti kőzetének is tekinthetjük. A Keresztesbércen mélyített Hasznos 2. sz. térképező és sekélyszerkezet-kutató fúrás 300 m vastagságban harántolta ezt a kőzettípust. Csak enyhe elváltozásokat figyeltünk meg benne, amelyek jelentősebb kémiai eltéréseket nem okoztak (44. táblázat).

Az elemzések kovasavértékei is mutatnak enyhe szilifikációt, amit az olvadék kovasavas környezetéből vett magába. A káligazdag környezet ellenére alkálianövekedés nem mutatkozik. A MgO-tartalom is mutat kisebb fokú növekedést, ami a piroxéntartalom kismérvű növekedését igazolja.

Mátraszentimre határában mélyült az 1200 m mély Mátraszentimre 2. sz. alapfúrás, mely különböző elbontott és átalakult andezitváltozatok, valamint piroklasztikumok alatt feltűnően üde, sötétszürke andezitpadot ért el. Vulkanológiai megfontolások alapján feltehető, hogy a nagy mélységű üde kőzetváltozat nem idősebb lávafolyás, hanem fiatalabb teleptelér, apofiza vagy vulkáni csatorna lehetett.

A kőzet ásványos összetételében a labradoritos összetételű plagioklász-fenokristály dominál. A kristályok mérete általában 2 mm-ig terjed. A színes elegyrészeket a hipersztén és diopszid, ritkábban augit képviseli, a földpátoknál is kisebb méretekkel. A hiperszténkristályok szegélyén esetenként gyenge

*43. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 53,08 | 54,68 | 57,72 | 57,34 | 57,08 | 59,66 | 59,32 |
| $TiO_2$ | 1,05 | 0,89 | 0,74 | 0,93 | 1,00 | 1,12 | 0,54 |
| $Al_2O_3$ | 19,10 | 21,10 | 19,05 | 19,25 | 17,84 | 15,93 | 17,12 |
| $Fe_2O_3$ | 3,79 | 2,30 | 1,56 | 0,40 | 2,36 | 1,62 | 3,39 |
| FeO | 4,45 | 3,20 | 4,45 | 5,06 | 5,74 | 6,34 | 5,03 |
| MnO | 0,13 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,23 | 0,22 | 0,16 |
| MgO | 3,43 | 1,68 | 1,68 | 2,45 | 3,15 | 2,24 | 1,63 |
| CaO | 9,05 | 8,65 | 7,18 | 7,54 | 7,51 | 5,15 | 6,12 |
| $Na_2O$ | 2,44 | 2,40 | 2,30 | 2,47 | 2,20 | 2,68 | 2,70 |
| $K_2O$ | 1,63 | 1,91 | 2,13 | 2,10 | 1,58 | 2,09 | 2,40 |
| $+H_2O$ | 0,76 | 2,25 | 2,29 | 1,74 | 1,22 | 1,70 | 1,70 |
| $-H_2O$ | 0,27 | 0,56 | 0,29 | 0,18 | 0,19 | 0,04 | 0,19 |
| $CO_2$ | 0,49 | — | — | — | 0,10 | 0,29 | 0,21 |
| $P_2O_5$ | 0,07 | 0,22 | 0,16 | 0,14 | 0,15 | 0,18 | 0,16 |
| | 99,74 | 99,94 | 99,67 | 99,75 | 100,35 | 99,26 | 100,67 |

1. Bronzitos piroxénandezit — Mátrakeresztes, Hegyes-hegy.
2. Piroxénandezit — Mátrakeresztes, Csörgő-patak.
3. Piroxénandezit — Mátraszentistván, Somhegyese.
4. Piroxénandezit — Mátraszentistván, Rebeka-rét.
5. Augitos hiperszténandezit — Harasztos-bérc nyugati lába.
6. Augitos hiperszténandezit — Fiúsom-patak alsó szakasza.
7. Augitos hiperszténandezit — Fiúsom-patak keleti oldala.

Elemzők: 1. Graselly Gy.—Baranyi M. 1963. JATE; 2—4. Guzy K.-né 1964. 5—7. Jankovits L.—Soha L.-né 1966. MÁFI.

*44. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. |
|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,82 | 55,51 | 57,54 | 56,25 |
| $TiO_2$ | 1,02 | 0,92 | 0,49 | 1,06 |
| $Al_2O_3$ | 17,17 | 17,82 | 18,43 | 16,75 |
| $Fe_2O_3$ | 1,03 | 2,36 | 2,17 | 3,25 |
| FeO | 6,06 | 5,35 | 4,44 | 4,87 |
| MnO | 0,19 | 0,17 | 0,13 | 0,18 |
| MgO | 3,25 | 3,14 | 3,05 | 3,37 |
| CaO | 7,97 | 8,13 | 7,17 | 7,50 |
| $Na_2O$ | 2,35 | 2,45 | 2,18 | 2,19 |
| $K_2O$ | 1,73 | 1,63 | 2,35 | 1,90 |
| $+H_2O$ | 1,51 | 1,14 | 1,16 | 1,11 |
| $-H_2O$ | 0,24 | 0,90 | 1,09 | 1,14 |
| $CO_2$ | 0,07 | nyom | 0,14 | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,06 | 0,05 | 0,11 | 0,13 |
| | 99,47 | 99,57 | 100,45 | 99,70 |

1. Egres-tető déli oldala.
2. Bányabérc teteje.
3. Piroxénandezit — Bányabérc délnyugati lába.
4. Keresztes-bérc ÉNy-i vége.

Elemzők: 1., 2., 4. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1964. 3. SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI.

kloritos koszorú mutatkozik. Az augit-fenokristályok szegélyén karbonátos koszorú figyelhető meg.

A fúrás 1060. méteréből vett minta kémiai elemzését a 45. táblázat mutatja.

A kovasavtartalom növekedése ebben az esetben is észlelhető, de egyéb lényeges elváltozás nincs. Ebben a mintában a $K_2O$ értéke nagyobb, mint a $Na_2O$-é, ami esetleg gyenge kálimetaszomatózis is lehet.

A Mátra-gerinc északi lejtőjén több kisebb-nagyobb lávafolyásroncs vagy hasadékkitöltés van. A piroxénandezit alapszíne közép- vagy sötétszürke. Az ásványos összetételben ikerlemezes plagioklász-fenokristályok uralkodnak. A kristályok belsejében néha alapanyagzárványok vagy a hasadási síkok mentén kisebb szericites kezdemények észlelhetők. A színes elegyrészek között a hipersztén- és augitkristályok csaknem azonos mennyiségűek. Az utóbbiak peremén esetenként vékony karbonátos koszorú látható. Előfordul, hogy a két színes elegyrész penetrációs összenövésben látható, de mindig a hipersztén szegélyén van a mikrokristályos augit vagy pigeonit. A Kánya-kút körzetében az augitos hiperszténandezit vékonypados kifejlődésben bukkan a felszínre. Megjelenése alapján egy viszonylag fiatalabb lávanyelv részlete lehet. Az elemzési adatok gyenge oxidációt mutatnak (46. táblázat), bár a mikroszkópos vizsgálatnál hematitot és limonitot nem észleltünk.

Az elemzési értékek vizsgálatánál megállapíthatjuk, hogy az $SiO_2$-tartalom ebben az esetben is magasabb az andezit átlagánál. Az üde megjelenés ellenére az oxidációs fok igen magas. A kötött víz gyenge szericitesedésre vall.

*45. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 57,12 |
| $TiO_2$ | 0,88 |
| $Al_2O_3$ | 17,80 |
| $Fe_2O_3$ | 0,88 |
| FeO | 5,72 |
| MnO | 0,13 |
| MgO | 2,01 |
| CaO | 7,00 |
| $Na_2O$ | 2,38 |
| $K_2O$ | 2,74 |
| $+H_2O$ | 0,97 |
| $-H_2O$ | 0,16 |
| $CO_2$ | 1,51 |
| $P_2O_5$ | 0,08 |
| S | 0,96 |
| | 100,34 |
| $-1/2$ S | 0,48 |
| | 99,86 |

Elemzők: JANKOVITS L. — SOHA I.-NÉ 1965. MÁFI.

*46. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 58,18 | 58,80 | 58,88 |
| $TiO_2$ | 0,94 | 1,07 | 0,55 |
| $Al_2O_3$ | 17,98 | 19,17 | 18,43 |
| $Fe_2O_3$ | 3,43 | 1,47 | 4,14 |
| FeO | 2,94 | 4,28 | 3,00 |
| MnO | 0,11 | 0,19 | 0,34 |
| MgO | 1,77 | 1,42 | 1,27 |
| CaO | 7,95 | 8,40 | 5,75 |
| $Na_2O$ | 2,13 | 2,31 | 2,54 |
| $K_2O$ | 2,01 | 1,06 | 2,67 |
| $+H_2O$ | 1,15 | 1,51 | 1,17 |
| $-H_2O$ | 0,77 | 0,51 | 1,24 |
| $CO_2$ | 0,16 | 0,12 | 0,57 |
| $P_2O_5$ | 0,16 | 0,16 | 0,11 |
| | 99,68 | 100,47 | 100,66 |

1. Piroxénandezit — Mátraszentlászló, templom mellett.
2. Augit-hiperszténandezit — Galyavári-patak.
3. Augitos hiperszténandezit — Kánya-kúttól nyugatra.

Elemzők: 1., 2. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1967. 3. TOLNAY V. 1961. MÁFI.

d) A *Közép-Mátrának* Mátraháza—Mátrafüred közötti viszonylag enyhe lejtésű hegyoldalán, az útbevágás több helyen autooxidációs vagy fumarolásan oxidált kőzeteket tárt fel. A tárgyalandó kőzetváltozatok azonban üdék, másodlagos elváltozás nem észlelhető. A kőzetek alapszíne közép- vagy sötétszürke, bennük csak az apró plagioklász-fenokristályok láthatók, általában 1,5—2,5 mm-es méretekben. Mikroszkópos vizsgálat szerint a fenokristályok zöme ikerlemezes vagy ritkábban zónás labradoritos összetételű földpát. A nagyobb kristályok alapanyagzárványosak, vagy erőteljesen töredezettek. A színes elegyrészeket magnetitzárványos bronzit vagy hipersztén és ikerlemezes diopszid vagy augit képviseli (XXVI. tábla 1.). A színes elegyrészek mérete csak igen ritkán éri el a földpátokét, legtöbbször 1,5 mm alatt marad. Szövete pilotaxitos vagy hialopilites. A földpátlécek legfeljebb 80—100 mikronosak, a köztük levő magnetitkristályok legfeljebb 20 $\mu$-ig terjednek. Kémiai elemzéshez (47. táblázat) a lehető legfrisebb kőzetmintát választottuk.

A kémiai összetétel értékelésénél megállapítható, hogy a legtöbb esetben gyenge, feltehetően fumarolás vagy autooxidációs folyamat érte a kőzeteket, de ezek mértéke alatta marad a típusos oxiandezitekének. A 0,65—1,79% között változó kötöttvíz-tartalom már megoszlik a szericit és a kőzetüveg szokásos víztartalma között. A viszonylag magas MgO-értékek a színes elegyrészek relatív nagyobb mennyiségére engednek következtetni.

e) A *Dél-Mátrában* emelkedik a gyöngyösi Sár-hegy, ami morfológiailag önálló egységet alkot. A fő tömegét alkotó piroklasztikumban több szintben andezitlávapadok települnek. Vastagságuk változó, gyakran részlegesen bontottak. A néhol üde, középszemcsés andezit hasadékkitöltésből vagy krátercsatornából származtatható. A durva agglomerátum bombái is üdék eseten-

*47. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 58,33 | 54,43 | 54,60 | 53,85 | 55,27 | 52,20 |
| $TiO_2$ | 0,77 | 0,37 | 0,94 | 0,82 | 0,69 | 0,46 |
| $Al_2O_3$ | 18,12 | 23,24 | 20,84 | 19,64 | 20,13 | 18,59 |
| $Fe_2O_3$ | 0,88 | 2,38 | 2,83 | 1,69 | 2,70 | 4,13 |
| FeO | 4,80 | 3,03 | 4,16 | 5,06 | 4,25 | 3,30 |
| MnO | 0,11 | 0,22 | 0,04 | 0,12 | 0,12 | 0,15 |
| MgO | 3,12 | 1,64 | 2,74 | 3,63 | 3,00 | 4,63 |
| CaO | 7,08 | 9,01 | 9,19 | 8,67 | 8,21 | 10,38 |
| $Na_2O$ | 2,10 | 2,39 | 2,39 | 2,22 | 1,96 | 1,76 |
| $K_2O$ | 2,26 | 1,76 | 1,56 | 2,17 | 1,95 | 1,30 |
| $+H_2O$ | 1,79 | 1,05 | 0,69 | 0,99 | 0,65 | 0,94 |
| $-H_2O$ | 0,22 | 0,76 | 0,48 | 0,10 | 1,28 | 2,27 |
| $CO_2$ | — | nyom | — | 0,18 | — | — |
| $P_2O_5$ | — | — | 0,11 | — | 0,18 | 0,15 |
| | 99,58 | 100,28 | 100,57 | 99,14 | 100,39 | 100,26 |

1. Bronzitos augitandezit — Kecske-bérc.
2. Piroxénandezit — Mátraháza, szanatóriumtól délnyugatra.
3. Piroxénandezit — Remetefa-dombja.
4. Bronzitos augitandezit — Mátrafüred, vízműtől délkeletre.
5. Bronzitos augitandezit — Kőporos.
6. Bronzitos augitandezit — Pálosvörösmart, nyugati völgy.

Elemzők: 1., 4. Guzy K.-né 1964. 2. Tolnay V. 1960. 5., 6. Emszt M. 1963. MÁFI; 3. Mauritz B. 1910.

ként. A kőzettípusok alapszíne sötétszürke, néha csaknem fekete. Szövete hialopilites vagy ritkábban pilotaxitos, melyben a földpátlécek hossza 60—70 $\mu$. Az üvegállományban 5—15 $\mu$-os magnetitkristályok vannak, a belőlük kioldódó vas foltosan színezi az üveget. A kőzetek főásványai ikerlemezes és ritkán zónás plagioklász-fenokristályok, néha kezdődő szericitesedéssel. A földpátkristályok átlagosan 2,0—2,5 mm-esek, a bronzit-, hipersztén- és augitkristályok viszont csak 1,0—1,5 mm nagyságúak. A színes elegyrészek szegélyein kisebb fokú karbonátosodás vagy opacitosodás, valamint kloritosodás észlelhető. Ezek a kémiai összetételt alig befolyásolhatják, legfeljebb gyenge $+H_2O$-növekedést idéznek elő.

A piroxénandezit mintákból készült kémiai elemzés eredményeit a 48. táblázat tartalmazza.

A kémiai elemzésekből megállapítható, hogy a lelőhelyek területén igen sokrétű átalakulás játszódott le, ami a látszólagos üde állapot ellenére éreztethette hatását. Pl. a minták viszonylag magas $Fe_2O_3$-tartalma részleges oxidációra vall. Az 1,0% fölötti kötöttvíz esetleg kezdődő szericitesedést vagy agyagásványosodást jelenthet. Az 1. sz. minta magas MgO-tartalma a kőzet eredeti piroxéngazdagságát szemlélteti.

f) A *K-i Mátrában* sem található teljesen üde kőzet, hiszen a földpátfenokristályok minimális szericitesedése, a Ca-földpátok kezdődő karbonátosodása vagy a színes elegyrészek kezdődő opacitosodása még a külsőleg üdének látszó kőzetekben is megfigyelhető.

A Markaz község felett emelkedő Hegyes-tető észak felé egy meglehetősen hosszú gerincben folytatódik, ami csaknem teljes hosszban középszürke, viszonylag üde piroxénandezitből álló, feküjében piroklasztikum és lávaagglomerátum-rétegekkel.

A Hegyes-tető, Rókalyuk-tető és Hátrapatak-tető hipersztén andezitjeinek szövete pilotaxitos, melyben a földpátlécek hossza 60—80 $\mu$ között változik. A lécek közötti kőzetüvegben 20 $\mu$ körüli magnetitkristályok vannak. A világos elegyrészeket csaknem teljesen a labradoritos összetételű plagioklász-fenokristályok képviselik, elvétve alapanyagzárványokkal. Az ikerlemezesség gyakoribb, mint a zónásság, de mindkét elem megfigyelhető. A kristályok mérete legfeljebb 2,5 mm-ig terjed. A színes elegyrészeket a hipersztén képviseli, bár néhány metszetben egy-két kisebb augit is van. A színes ásványok kisebb méretűek, mint a földpátok. Elenyésző mennyiségben találhatók magnetitből kioldódó és az üveget megszínező limonitos foltok is.

*48. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,75 | 54,64 | 57,64 |
| $TiO_2$ | 0,69 | 0,71 | 0,92 |
| $Al_2O_3$ | 18,01 | 18,31 | 18,27 |
| $Fe_2O_3$ | 3,90 | 4,39 | 3,62 |
| $FeO$ | 6,78 | 4,85 | 4,50 |
| $MnO$ | 0,57 | 0,29 | 0,15 |
| $MgO$ | 3,60 | 2,21 | 2,35 |
| $CaO$ | 7,35 | 7,25 | 7,05 |
| $Na_2O$ | 2,95 | 3,27 | 3,15 |
| $K_2O$ | 1,50 | 1,85 | 1,85 |
| $+H_2O$ | 1,30 | 1,48 | 1,06 |
| $-H_2O$ | 0,24 | 0,25 | 0,33 |
| $CO_2$ | — | — | — |
| $P_2O_5$ | 0,29 | 0,19 | 0,23 |
| | 99,93 | 99,69 | 101,12 |

1. Sár-hegy—Csepje-tető közötti nyereg.
2. Csepje-tető alatti andezit agglomerátum bombája.
3. Csepje-tető.

Elemzők: 1., 2. SOHA I.-NÉ 1964. 3. EMSZT M. 1964. MÁFI.

Domoszló községtől északra az Első-hegy körzetében és a Domoszló melletti Kiskő közelében szintén jelentős mennyiségű, viszonylag üde külsejű, középszemcsés andezitváltozat van. Ezek is középszürke színűek, csak néhány fehér szemcse — feltehetően plagioklász — látható. A kőzetek szövete pilotaxitos, az előbbiekhez hasonló méretű földpátlécekkel. A plagioklász-fenokristályok ikerlemezesek és zónásak. A színes elegyrészeket a hipersztén és augit képviseli. A két piroxénváltozat gyakran összenövésben jelentkezik, amikor a nagyobb hipersztént vagy bronzitot kisebb-nagyobb monoklin piroxénkristályok vagy még gyakrabban -szemcsék övezik. A kisebb szemcsék egyes meghatározók szerint már pigeonitok és augitok. A földpátlécek közti üvegállományban levő magnetitszemcsék mérete 20—30 $\mu$-t is elérhet.

A hegység keleti végén — a Bóna-halom, Hangács-tető és Átrád-völgy körzetében — szintén ismerünk külsőleg üdének látszó piroxénandezit-változatokat. A kőzetek alapszíne közép- vagy sötétszürke, sőt egyes lelőhelyeken, mint a Hátsó-Tarnóca völgyben levő, jelenleg elhagyott kőfejtő magasabb szintjeiben, fekete. Esetenként igen enyhe oxidáció jelentkezhet a kőzetek felszínén, de ez alig befolyásolja a kémiai összetételt. A piroxénkoszorús hipersztén-fenokristályok igen gyakoriak (XXVI. tábla 4.). A kőzetszövet pilotaxitos vagy esetenként hialopilites. A földpátlécek átlagosan 60 $\mu$-osak. A fenokristályokat ikerlemezes és zónás — a meghatározhatóság szerint labradoritos — plagioklász képviseli. A kristályok mérete általában 1,0—2,0 mm között van. A nagyobb kristályokban kezdődő szericitesedés jelentkezik. A színes elegyrészeket az előbbihez hasonlóan hipersztén és augit képviseli, gyakran összenövésben. Ezek az összenövések a hegységben itt a leggyakoribbak. A hipersztén és bronzit kristályegyedek gyakran magnetitzárványokat is

*49. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,20 | 55,73 | 57,35 | 58,71 | 56,12 | 53,07 |
| $TiO_2$ | 0,42 | 0,70 | 0,79 | 1,02 | 0,73 | 0,78 |
| $Al_2O_3$ | 19,06 | 19,76 | 17,42 | 17,42 | 17,57 | 19,71 |
| $Fe_2O_3$ | 1,62 | 1,47 | 3,29 | 1,65 | 2,10 | 1,96 |
| FeO | 5,95 | 4,89 | 3,98 | 5,71 | 5,59 | 5,85 |
| MnO | 0,18 | 0,19 | 0,16 | 0,16 | 0,24 | 0,17 |
| MgO | 4,29 | 3,46 | 3,70 | 2,00 | 4,29 | 4,16 |
| CaO | 8,09 | 8,08 | 7,25 | 6,31 | 7,10 | 9,06 |
| $Na_2O$ | 1,67 | 1,72 | 2,06 | 2,81 | 2,02 | 1,83 |
| $K_2O$ | 1,96 | 2,02 | 2,22 | 1,81 | 2,19 | 1,04 |
| $+H_2O$ | 1,30 | 1,89 | 1,02 | 1,75 | 1,34 | 1,21 |
| $-H_2O$ | 0,16 | 0,37 | 1,10 | 0,17 | 1,17 | 0,63 |
| $CO_2$ | nyom | 0,09 | — | — | 0,03 | 0,05 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,20 | 0,14 | 0,12 |
| | 100,05 | 100,51 | 100,49 | 99,72 | 100,63 | 99,64 |

1. Hátra-patak tető.
2. Hegyes-hegy.
3. Átrád-völgy.
4. Bónahalom kőfolyása.
5. Hangács-csúcstól délnyugatra 140 m.
6. Első-Tarnóca.

Elemzők: 1., 2. EMSZT M. 1970. 3., 5. SOHA I.-NÉ—DÉR I.-NÉ 1970. 6. NEMES L.-NÉ—SOHA I.-NÉ 1967. MÁFI; 4. MAURITZ B. 1910.

tartalmaznak, melyek mérete a 100—150 $\mu$-t is meghaladhatja. A kristályok sokszor igen töredezettek, ez esetleg az utólagos mozgások jele lehet.

A K-i Mátrában igen gyakoriak a hiperszténből és plagioklászból álló — mikroholokristályos — zárványok, de ezek mérete legfeljebb 2—4 mm. E zárványokon kívül találtunk itt néhány biotitos amfibolandezit-zárványt is, mely azt mutatja, hogy a recski típusú eocén vulkanitok a miocén vulkáni képződmények fekvőjében még nagy területen valószínűsíthetők.

A piroxénandezit minták kémiai elemzését a 49. táblázat szemlélteti.

Mint az elemzésekből látható, néhány mintában, pl. a 3., 4., 5. sz. minták esetében részleges kovasav-növekedés ment végbe. A másodlagos karbonátosodás elhanyagolható, de a részleges agyagásványosodás csaknem minden mintában megindult, hiszen a majdnem két százalékos kötöttvíztartalom már ritkán kapcsolódik kizárólag a kőzetüveghez. Figyelemre méltó a viszonylag magas MgO-tartalom, aminek eredete a K-i Mátra mélyaljzatát alkotó Mg-gazdag effúzív és intrúzív kőzetek (diabáz, spilit, gabbró), részleges asszimilációjával magyarázható.

A *középszemcsés piroxénandezit kőzetcsoport* bontatlan vagy csak enyhén bontott alcsoportjának *átlagos kémiai összetételét* az 50. táblázat mutatja. (Az átlagértéket 51 elemzésből számítottuk.)

*50. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 56,29 |
| $TiO_2$ | 0,84 |
| $Al_2O_3$ | 18,48 |
| $Fe_2O_3$ | 2,24 |
| FeO | 4,96 |
| MnO | 0,17 |
| MgO | 3,16 |
| CaO | 7,53 |
| $Na_2O$ | 2,33 |
| $K_2O$ | 1,90 |
| $+H_2O$ | 1,42 |
| $-H_2O$ | 0,57 |
| $CO_2$ | 0,18 |
| $P_2O_5$ | 0,14 |
| | 100,21 |

Az átlagértékek szerint a kőzetcsoport a DALY-féle hipersztén-andezithez áll legközelebb, annak egy kovasavban, nátriumoxidban szegényebb, ugyanakkor ferrosavban, kalcium- és alumínium-oxidban gazdagabb változatát képviseli. A CaO-dúsulás okát a meszes aljzatban kereshetjük.

*Hólyagos piroxénandezit*

Mátra hegységi megfigyeléseink és vizsgálataink szerint a hólyagos kőzetek kialakulásában a főszerepet a víz vagy gőz, valamint a láva saját gáztartalma játszotta. Csaknem mindenhol található hólyagos kőzettípus, ahol valószínűsíthető, hogy a láva vízbe ömlött. Ellentétben az ismert genetikai teóriával, mely szerint a hólyagos kőzetek kialakulásában a főszerepet a láva saját gáztartalma játsza, újabb megfigyelések szerint hólyagosodás kialakul viszkózus lávafolyások vízbe ömlésekor is, ahol a gáztartalom szerepét a keletkező vízgőz még növeli.

Recens példákon is megfigyelhetjük, hogy a lávafolyás talpa hólyagos, ahol a láva saját gázának szerepét a növényzet felégetésekor keletkező $CO_2$ növelhette. 1967-es izlandi utazásom alkalmával ezt számos helyen megfigyeltem. A viszonylag alacsony viszkozitású lávaárban a vizenyős területen a $CO_2$ és a vízgőz néhány centimétertől több méterig terjedő hólyagokat, sőt hólyagbarlangokat eredményezett.

Összefoglalásunkban, a lávafolyás felszínén kialakuló „salakos" rész kivételével, a lávaképződményben keletkező üreges szerkezetet „hólyagos"-nak nevezzük. Az explóziók által kidobott alacsony térfogatsúlyú bombákat és foszlányokat is „salakos"-nak tekintjük. Hólyagos kőzet is keletkezhet, ha az erőteljes fumarolás tevékenység kilúgozza a kőzet földpátjait és a szerkezet sejtessé válik. Ilyen kőzettípusokat találtunk a hegység keleti részein, ezt már másodlagosnak, sejtesnek nevezzük.

Kisebb mérvű hólyagosodással csaknem az egész hegységben találkozhatunk, de itt csak azokkal a helyekkel kívánunk foglalkozni, ahol nagyobb tömegeket alkotnak, vagy különleges jellegekkel bírnak.

A szurdokpüspöki Istenfa-tető és Lapos-tanya környékén jelentősebb mennyiségű hólyagos kőzet található. A hólyagok alakja szabálytalan, és keletkezésük feltehetően vizenyős területen mozgó lávafolyásokkal kapcsolható össze. A kőzetben esetenként a hólyagosodás mellett a viszkózus olvadékokra jellemző „örvény"-rajzolatokat is megtalálhatjuk.

A kőzettípus ásványos összetétele hasonló az előző fejezetben tárgyalt üde kőzetekéhez. Szövete pilotaxitos, 80—100 $\mu$-os földpátlécekkel és magnetitkristályokkal. A földpát-fenokristályokat az átlagosan 1,5—2,0 mm-ig terjedő ikerlemezes és ritkábban zónás, leggyakrabban labradoritos összetételű plagioklász képviseli. A nagyobb kristályokban alapanyagzárványok is vannak. A színes elegyrészeket a kezdődő kloritosodást mutató — gyakran töredezett kristályú — hipersztén és az ikerlemezes diopszid vagy augit képviseli. A színes ásványok mérete kisebb, mint a földpátoké, leggyakrabban milliméter alatti. A hólyagok nagysága változó, de átlagosan kisebb, mint 1 cm. A hólyagok belső falát a vulkáni szublimációkból kiváló halványkék kalcedon vagy agyagásvány, néha kalcit kérgezi be, de a kiválások nem töltik ki teljesen a hólyagokat.

A kőzetcsoport elemzési adatait l. az 51. táblázaton.

A két elemzés értékelésénél megállapítható, hogy a kőzetek a hólyagosodás mellett jelentősen oxidálódtak, sőt részlegesen agyagásványosodtak is. Az előbbit bizonyítja az oxidáció foka, ami 7,13-nak és 23,2-nek adódott, tehát az utóbbi esetben az összvastar-

*51. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 54,00 | 55,17 |
| $TiO_2$ | 1,14 | 1,15 |
| $Al_2O_3$ | 19,37 | 21,14 |
| $Fe_2O_3$ | 6,31 | 4,64 |
| FeO | 1,77 | 0,40 |
| MnO | 0,36 | 0,24 |
| MgO | 0,89 | 0,64 |
| CaO | 7,63 | 7,99 |
| $Na_2O$ | 2,89 | 2,57 |
| $K_2O$ | 3,20 | 2,59 |
| $+H_2O$ | 1,47 | 2,17 |
| $-H_2O$ | 1,19 | 1,57 |
| $CO_2$ | 0,06 | 0,03 |
| $P_2O_5$ | 0,21 | 0,23 |
| | 100,49 | 100,53 |

1. Szurdokpüspöki, Istenfa-tető.
2. Szurdokpüspöki, Istenfa-tető nyugati oldala.

Elemzők: JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. MÁFI.

talom 92%-át az $Fe_2O_3$ adja. Az agyagásványosodás mértéke hozzávetőleges számítások szerint az 1. sz. minta esetében 6, a második minta esetében majdnem 15%-os, ha a bontatlan kőzet kötöttvíz-tartalmát átlagosan 1%-nak vesszük.

RITTMANN kőzetkémiai rendszere szerint a két minta „labradorit trachiandezit", illetve „világos trachiandezit". A trachi-kőzetek felé való eltolódást annak tulajdoníthatjuk, hogy az MgO részlegesen kilúgzódott, ami viszonylagos alkáliadúsulást idézett elő.

Jellegzetes hólyagos kőzetpadokat harántolt a Gyöngyöspata 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás a Hidegkút-hegy déli előterében. A fúrás 209,6 m mélységig hatolt és hét vékonyabb-vastagabb hólyagos kőzetpadot harántolt. Ezek zöme szubmarin lávafolyásokból alakult ki. A szubmarin eredetet bizonyítja, hogy a fúrás a hólyagos kőzetszintek fedőjében és fekvőjében egyaránt tufitos vagy vízi lerakódású piroklasztikumot tárt fel. Ebbe a kőzetcsoportba sorolható képződményeket az alábbi mélységközökben fúrtak át: 106,0—108,5 m; 129,1—135,4 m; 141,6—151,0 m; 152,5—161,5 m; 177,4—181,5 m; 186,5—194,1 m; 200,3—205,0 m. A legvastagabb kőzetpad 9,4 m volt, amit a következő 9,0 m-es rétegtől egy alig 1,5 m-es tömött üveges andezitpad választ el.

A kőzet szövete üveges vagy hialopilites, az utóbbi 70—100 $\mu$ hosszú földpátlécekkel. A fenokristályokat az ikerlemezes plagioklász és hipersztén képviseli, átlagosan 1,6—2,0 mm-es méretekkel. A hólyagok nagysága változó, de csaknem mindig alatta marad az 1 cm-nek. A hólyagüregek belső falát halványkék, fehér vagy enyhén sárgás kova- vagy kalcitkiválás kérgezi be. A bekérgezés egyes szakaszokon olyan erős, hogy a kőzetmintát a mandulaköves kőzetek felé mutató átmenetnek is tekinthetjük (50. ábra). Van olyan hólyagüreg is, amit a kalcit teljesen kitöltött.

A K-i Mátra hólyagos andezittípusai genetikailag eltérnek az előzőektől, mivel kialakulásukban a fumarolás gőzök játszották a főszerepet. A fumarolás gőzök a kőzet ásványai közül a földpátot kilúgozták és így szövetük sejtessé vált. Néha a szabad szemmel alig látható rések falát limonit vagy hematit kérgezi be, emiatt a kőzettípusok törési felülete is vörhenyes elszíneződést kap. Az ilyen részlegesen kilúgzott kőzetek felületén gyakran gömbös—vesés hialinos bekérgezés található. A Tarjánka-völgy déli kijáratának keleti falán a nagyobb üregekben és az elválási lapok mentén sárgásfehér vagy rózsaszínű halloysit kitöltések, illetve bekérgezések is vannak. Az időszakosan működő kőfejtőben e képződmény igen megnöveli a termelési veszteséget.

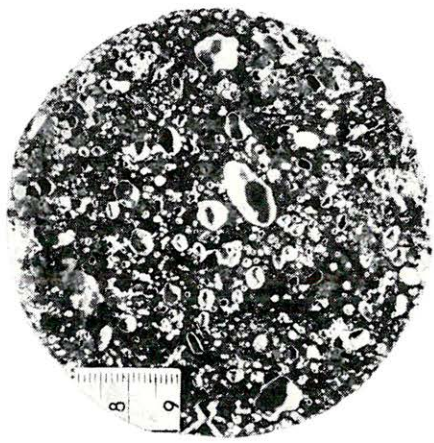
A Cseternás-domb nyugati oldalán a kisnánai Ördögvályú-völgy alsó szakaszán és a Hátsó-Tarnóca völgy délkeleti kijáratánál szintén nagy mennyiségű fumarolás sejtes piroxénandezit van.

A domoszlói Süket-völgyben és Mély-völgyben, valamint a Hegyes-hegy gerincén egyéb elbontott kőzetekkel együtt találhatók az ide sorolható andezitváltozatok.

A földpát-fenokristályok kilúgzása ellenére néhány szericitesedett plagioklász található, amihez erősen opacitosodott hipersztén- és augit-fenokristályok csatlakoznak. A hematitosan bekérgezett hólyagüregek mikroszkóp alatt is jól láthatók. A fumarolás gőzök hatásának megfelelően a kőzetek gyengén agyagásványosodtak.

A fenti andezitminták kémiai elemzését l. az 52. táblázaton.

Az elemzésekből látható, hogy egy-két esetben kisebb fokú kovásodás vagy részleges oxidáció ment végbe. A MgO-tartalom ingadozásának oka minden valószínűség szerint a piroxéngazdagság, illetve -szegénység. Figyelemre méltó, hogy a hegység keleti végén levő andezitváltozatok mindegyikének magasabb az $SiO_2$-tartalma, mint a tőlük nyugatra esőké. Például a 7., 9., 10., 12. sz. mintákban az átlagos andezitek kovasavtartalmához viszonyítva 3—4% $SiO_2$-növekedés figyelhető meg.



*50. ábra.* Vastag kérgű hólyagos hiperszténandezit fúrásmag a Gyöngyöspata sz. fúrás 155. méteréből

*Textfig. 50.* Core recovered from thick-crusted, vesicular hypersthene andesite from 155 m depth in borehole Gyöngyöspata-1

A Daly-féle átlagértékekkel történt összehasonlításból megállapítható, hogy a kőzet a típusos augitandezithez áll legközelebb, annak egy CaO-ban gazdagabb és $Na_2O$-ban szegényebb változatát képviseli.

Rittmann kőzetkémiai rendszere szerint az átlaghoz közelálló összetételű kőzet „labradorit riodácit". A riodácitos jelleget esetünkben a hólyagüregek falát bekérgező kalcedon és opál, néha agyagásvány, vagyis az azokból adódó kovafelesleg idézte elő. Itt is fennáll a Daly- és Rittmann-rendszerek közti ellentmondás.

*Salakos piroxénandezit*

Salakos kőzettöredékeket csaknem az egész hegységben találtunk, de helyenként a salakos kőzetek nagy tömegeket alkotnak. A salakos kifejlődés főleg az agglomerátumok bombáin figyelhető meg. A lávafolyások tetején kialakult salakos anyag a legtöbb esetben már lepusztult. Egyik jellemző sajátságuk a nagymérvű térfogatsúly-csökkenés: explóziós salakoké csaknem 40—47% (1,40—1,60 g/cm³), a lávafolyások tetején kialakult salakos vulkanitoké legfeljebb 15—20%-os.

Jellegzetes salakos bombákat és kőzetfoszlányokat a nyugat-mátrai Tippanos erdőrész vízmosásaiban feltárt agglomerátumban ismerünk. A bombák mérete 10—20 cm között változik. Vulkanológiai megfigyelések szerint a könnyű salakfoszlányok általában közelebb halmozódnak fel az explóziós központhoz, mint a tömött bombák. Ezért az ilyen salakos agglomerátum jó támpontot nyújt az explóziós központok nyomozásában és valószínűsítésében.

A Muzsla-tetőtől északnyugatra törmelékben gyakran találunk salakfoszlányokat, melyek mikroszkópos felvételét a XXVII. tábla 3. ábrája szemlélteti.

*52. táblázat*

**Hólyagos piroxénandezit-változatok kémiai összetétele**

| Lelőhely | Tarjánka-völgy keleti oldala | Cseres-domb, vízmosás nyugati ága | Süket-völgy | Mély-gödör | Hosszú-hegy | Zám-völgy—Kiskő közötti gerince | Ördögvályú-völgy | Rocska-patak völgye | Hátsó-Tarnóca | Hátsó-Tarnóca | Túrómező-pusztától KÉK-re | Akasztó-tető déli lába | Az átlagos kémiai összetétel a 12 elemzés középarányából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | % |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | |
| $SiO_2$ | 56,97 | 57,78 | 55,99 | 54,43 | 55,48 | 57,07 | 57,19 | 55,56 | 58,14 | 58,28 | 54,38 | 58,19 | 56,33 |
| $TiO_2$ | 0,78 | 0,70 | 0,82 | 0,70 | 0,76 | 0,73 | 0,76 | 0,73 | 0,76 | 0,84 | 0,82 | 0,71 | 0,81 |
| $Al_2O_3$ | 17,45 | 17,25 | 16,81 | 18,53 | 17,81 | 16,44 | 17,54 | 17,83 | 17,79 | 17,48 | 18,05 | 17,69 | 17,94 |
| $Fe_2O_3$ | 1,03 | 2,92 | 2,02 | 2,15 | 3,16 | 1,04 | 2,24 | 3,77 | 1,72 | 1,45 | 2,65 | 0,67 | 2,56 |
| FeO | 6,21 | 4,21 | 5,71 | 5,25 | 4,78 | 7,27 | 4,60 | 4,00 | 4,71 | 4,95 | 4,44 | 5,62 | 4,57 |
| MnO | 0,14 | 0,12 | 0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,28 | 0,14 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,20 | 0,18 | 0,19 |
| MgO | 3,08 | 2,82 | 3,78 | 3,26 | 4,09 | 3,53 | 3,58 | 3,24 | 2,77 | 2,85 | 2,73 | 3,02 | 2,88 |
| CaO | 6,91 | 6,75 | 7,13 | 8,27 | 6,09 | 6,90 | 7,41 | 7,10 | 6,58 | 6,81 | 8,05 | 7,02 | 7,19 |
| $Na_2O$ | 2,24 | 2,37 | 1,80 | 2,03 | 1,91 | 2,16 | 1,65 | 1,37 | 1,93 | 1,86 | 1,40 | 2,23 | 2,03 |
| $K_2O$ | 2,46 | 2,67 | 2,28 | 1,80 | 2,34 | 2,49 | 2,07 | 1,71 | 2,27 | 2,37 | 1,86 | 2,52 | 2,33 |
| $+H_2O$ | 2,17 | 1,89 | 3,19 | 2,30 | 3,04 | 1,27 | 1,16 | 2,69 | 0,30 | 0,36 | 0,94 | 1,72 | 1,76 |
| $-H_2O$ | 0,40 | 0,64 | 0,59 | 1,10 | 0,48 | 0,31 | 0,45 | 1,31 | 2,16 | 1,98 | 3,59 | 0,19 | 1,14 |
| $CO_2$ | — | — | 0,09 | 0,04 | — | 0,04 | 0,70 | 0,05 | 0,05 | 0,15 | 0,18 | — | 0,14 |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,09 | 0,16 | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,16 | 0,05 | 0,47 | 0,17 | 0,17 |
| | 99,94 | 100,25 | 100,51 | 100,08 | 100,26 | 99,66 | 99,64 | 99,69 | 99,50 | 99,60 | 99,76 | 99,93 | 100,04 |

Elemzők: 1—6. Emszt M.—Soha L.-né 1968. 7—12. Nemes L.-né—Soha L.-né 1967. MÁFI.

Hasonló salakos bombákat tartalmazó agglomerátumot tárt fel a kőbányászat az apci Kopasz-hegy tetején, ahol a bombák színe fekete, üregeinek falát *kovás hártya* kérgezi (51. ábra). Andezites összetételét csak a kémiai elemzés bizonyította. Mikroszkóp alatt bazaltoshoz közelállónak látszott. A salakos bomba kőzetüvegében levő magnetit majdnem kriptokristályos és csaknem átlátszatlan. Egy-két kisebb plagioklászt is tartalmaz, de pontos meghatározása nem lehetséges. Kémiai összetételét l. az 53. táblázaton.



*51. ábra.* Salakos bombatöredék a Kopasz-hegy tetején levő agglomerátumból. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 51.* Scoriaceous bomb fragment from agglomerates occurring at the top of Mt. Kopasz. (Photo: PELLÉRDY)

Mivel szericitesedés, agyagásványosodás vagy egyéb víztartalmú ásvány nem észlelhető, a 2,16%-os kötött víz teljes egészében a kőzetüvegben van. Számítások szerint a 3,8%-os magnetittartalom mellett fennmaradó 3,0% körüli FeO szintén az üvegállományban lehet, mert meghatározható színes elegyrészt nem találtunk a csiszolatokban. Ugyancsak ez vonatkozik a viszonylag magas MgO-tartalomra is. RITTMANN kőzetkémiai rendszerében a minta „labradorit-dácit (bandait)".

A gyöngyösi Sár-hegy nyugati oldalán számos kisebb-nagyobb salakos lapillit tartalmazó andezittufa-bánya működött és működik. A piroklasztikum színe a különböző oxidációtól függően szürkésbarna vagy téglavörös. Ezek az elszíneződések rétegszerűen jelentkeznek, ami arra vall, hogy az oxidációt nem szárazföldi fumarolák idézték elő, hanem az anyag sekélyparti lerakódása utáni víz alatti tevékenység következménye. Ilyen réteg szerinti fumarolás oxidációt a hegység más pontjain is ismerünk. Jelenlegi vizsgálatunk tárgya nem a piroklasztikum, hanem a benne levő salakos szövetű fekete vagy sötétbarna lapilli. A nagyobb (2—4 cm) lapillik salakos szövete szabad szemmel is észlelhető. Ásványos elegyrészei felismerhetetlenek. Mikroszkóp alatt a salaklapillik üregei szabálytalanok és kisebb folyásirányú orientációt mutatnak. Nagyságuk általában 1—2 mm. Az üregek falán esetenként szublimát ásványok észlelhetők, de a jól meghatározható ásványváltozatok igen ritkák. Egy-két tridimittűt, kisebb agyagásványos kitöltést lehetett találni. A kőzet alapanyaga üveges, melyben csak néhány kisebb földpáttű foglal helyet. A fenokristályok közül a kevés, legfeljebb milliméteres nagyságú ikerlemezes plagioklász és a még ritkább hipersztén említhető, utóbbin opacitos koszorúval. A salaklapillikből vett minták elemzési eredményét az 54. táblázat szemlélteti.

Az elemzési értékek szerint a lapillik részben 51,71% $SiO_2$-t tartalmaznak, ami már az átmenetet jelenti. A nagyfokú oxidációt a környezet erőteljes fumarolás átalakulásából már előzőleg is feltételezhettük. Ugyancsak a bazalt felé való átmenetre vall az alacsony $K_2O$-tartalom az 1,50—2,50%-os hegységi átlaghoz viszonyítva. Az erőteljes agyagásványosodást a magas kötött- és szabadvíz-tartalom igazolja, de ez a már említett vízparti fumarolás tevékenységhez csatlakozó részleges halmirolízis miatt várható. A $P_2O_5$ tartalom is magasabb valamivel a hegységbeli átlagoknál, ásványtani oka nem bizonyítható, mivel apatit mikroszkóppal nem mutatható ki.

*53. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 54,98 |
| $TiO_2$ | 0,78 |
| $Al_2O_3$ | 18,26 |
| $Fe_2O_3$ | 2,33 |
| FeO | 5,45 |
| MnO | 0,15 |
| MgO | 4,50 |
| CaO | 8,10 |
| $Na_2O$ | 2,00 |
| $K_2O$ | 1,43 |
| $+H_2O$ | 2,16 |
| $-H_2O$ | — |
| $CO_2$ | — |
| $P_2O_5$ | 0,10 |
| | 100,24 |

Elemző: JANKOVITS L. 1964. MÁFI.

*54. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 51,71 | 54,87 |
| $TiO_2$ | 1,04 | 0,99 |
| $Al_2O_3$ | 17,56 | 17,14 |
| $Fe_2O_3$ | 8,21 | 7,28 |
| FeO | 0,40 | 0,89 |
| MnO | 0,13 | 0,16 |
| MgO | 1,58 | 1,32 |
| CaO | 6,17 | 6,04 |
| $Na_2O$ | 2,86 | 2,83 |
| $K_2O$ | 0,71 | 1,12 |
| $+H_2O$ | 4,70 | 4,05 |
| $-H_2O$ | 5,28 | 3,16 |
| $CO_2$ | nyom | 0,36 |
| $P_2O_5$ | 0,53 | 0,38 |
| | 100,88 | 100,59 |

1. Farkasmáji kőfejtő déli része.
2. Farkasmáji kőfejtő keleti fala.

Elemző: EMSZT M. 1964. MÁFI.

A Markaz községtől északra levő községi legelőn, a kisebb kőfejtőkben többnyire élénkvörös salakos kőzettöredékek gyűjthetők. Szabad szemmel az anyag a már említett farkasmáji salaklapillis andezittufa salaklapillijeihez hasonló, de minden esetben erősen hematitosodott. Ásványai sem szabad szemmel, sem mikroszkóppal nem ismerhetők fel, mert a ritka plagioklászkristályokat a hematit gyakran teljesen elfedi. A kőzetminta összetételét l. az 55. táblázaton.

*55. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 56,92 |
| $TiO_2$ | 0,94 |
| $Al_2O_3$ | 19,50 |
| $Fe_2O_3$ | 7,25 |
| FeO | 0,28 |
| MnO | 0,14 |
| MgO | 1,26 |
| CaO | 6,42 |
| $Na_2O$ | 3,03 |
| $K_2O$ | 1,89 |
| $-H_2O$ | 1,71 |
| $-H_2O$ | 1,07 |
| $CO_2$ | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,07 |
| | 100,48 |

Elemző: JANKOVITS L.—SOHA L.-NÉ 1970. MÁFI.

*56. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 54,62 |
| $TiO_2$ | 0,94 |
| $Al_2O_3$ | 18,11 |
| $Fe_2O_3$ | 6,27 |
| FeO | 1,75 |
| MnO | 0,14 |
| MgO | 2,16 |
| CaO | 6,68 |
| $Na_2O$ | 2,68 |
| $K_2O$ | 1,29 |
| $-H_2O$ | 3,15 |
| $-H_2O$ | 2,38 |
| $CO_2$ | 0,09 |
| $P_2O_5$ | 0,27 |
| | 100,53 |

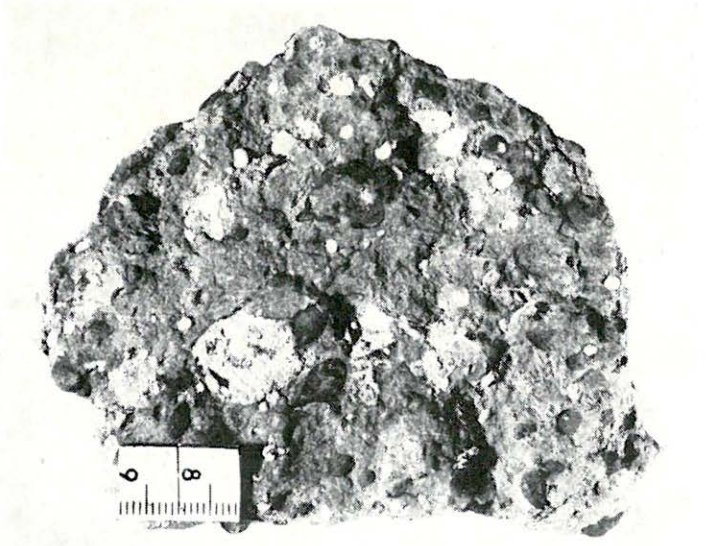
Ebben a kőzetben lényegesebb eltérést alig találtunk, csak azt, hogy az oxidáció majdnem teljesen végbement. Az összvastartalom 96,3%-át $Fe_2O_3$ teszi ki.

A salakos kőzettípusok átlagos kémiai összetételének (56. táblázat) meghatározásához ugyan kevés a fenti négy elemzés, de mivel az elemzett mintákat nagy területről gyűjtöttük és különböző explóziós fázisokhoz tartoztak, meglehetősen jó adatokat szolgáltatnak az általánosításhoz.

Ha a kőzettípust összehasonlítjuk a DALY-féle átlagértékekkel, azt látjuk, hogy kémiai összetétele az átlagos andezittől a shoshonit felé tolódott el. Igaz ugyan, hogy MgO-ban és alkáliában mindkettőnél szegényebb, de kovasavban a shoshonithoz áll közelebb.

*Mandulaköves piroxénandezit*

Ez a kőzettípus a középső rétegvulkáni összletben csak kis mennyiségben található. Szerkezete a hólyagos andezitekhez igen hasonló. A hólyagos kőzetek hólyagüregei üresek vagy legfeljebb belső faluk bekérgezett, a mandulaköves változatok üregei teljesen kitöltöttek. A kitöltött hólyagok nagysága itt is változó, átlagosan 1 cm alatti, de egy-két esetben több centiméteres kalcittal kitöltött hólyagot is lehet találni. Keletkezését a gázdús láva tengerbe ömlésével magyarázzák, amikor a kőzetek üregeiben utólag válnak ki a hólyagokat kitöltő ásványok. A Mátra hegységben is csak ott ismerünk ilyen kőzeteket, ahol feltételezhetjük a tortonai tenger elterjedését. A hólyagüregeket legtöbbször kalcit tölti ki, de sokszor találtunk kalcedon-, opál- vagy sziderit-kitöltéseket is. A kalcedon- vagy opál-mandulakövek kiválását pedig a Gyöngyöspatai-medence kovasavban gazdag vize segítette elő.



*52. ábra.* Erősen bontott mandulaköves andezit a szurdokpüspöki kovaföldbányától északra levő vízmosásból. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 52.* Heavily altered amygdaloidal andesite from a ravine north of the diatomite mine of Szurdokpüspöki. (Photo: PELLÉRDY)

A hegység legismertebb mandulaköves piroxénandezit-lelőhelye a szurdokpüspöki kovaföldbányától északi irányba haladó vízmosás. A kőzet alapszíne sötétszürke, melyben kisebb-nagyobb fehér vagy kissé limonitosan színezett kalcit- és ritkábban szürke vagy halványkékes kalcedon-mandulakő látható. Mikroszkópi vizsgálattal megállapítható, hogy a kőzet fenokristályai labradoritos összetételű, ikerlemezes plagioklászok és néhány kissé opacitosodott hipersztén. A kristályok nagysága 1,2—1,6 mm.

A kalcit- vagy kalcedon-kitöltések a kőzetből néha kimállanak (52. ábra).

Ennek a kőzettípusnak egyik változata a PANTÓ G. által a gyöngyösoroszi ércbánya altárójából említett „hibrid-andezit" is. Az utóbbi andezit azonban részlegesen kloritosodott vagy uralitosodott, így alapszíne világoszöldre változott.

*Folyásos szövetű piroxénandezit*

Folyásos szövetű piroxénandezitet a hegységben több ponton ismerünk, de sehol sem alkot nagyobb tömegeket. Keletkezésének feltétele a viszkozitás és megfelelő lejtőszög. Általában az átlagosnál savanyúbb andezit-lávafolyások esetében alakul ki folyásos szerkezet. Ásványtanilag lényeges eltérés nincs a folyásos és tömött andezitváltozatok között, a földpátlécek azonban a folyás irányával párhuzamosan helyezkednek el. A fenokristályok körül néha örvényszerűen rendeződtek az alapanyag plagioklász lécei. A folyásos kőzet gyakran „réteges"-nek látszik, mivel sávjai eltérő vastagságúak és színűek.

Az apci Kopasz-hegyen ismerünk egy kisebb lávaárrészletet, melyben a középszürke, viszonylag tömött kőzetsávok vöröses és salakos sávokat fognak közre (XXVIII. tábla 3—4.). Ásványtanilag ez is hipersztén andezit. A hipersztén-fenokristályok opacitos szegélyövén a plagioklászok általában töredezettek, ami arra vall, hogy a láva mozgásakor a földpátkristályok már kialakultak, majd összetöredeztek. A salakos szerkezetű közbülső sávok oxidációját a nedves környezet és a vulkáni hő segítette elő.

A másik jellegzetes folyásos szövetű andezitet a szurdokpüspöki kovaföldbányától keletre és északkeletre levő Száraz-patak völgye tárta fel. Itt szabad szemmel apró földpátkristályok ismerhetők fel az örvényrajzolatú kőzetszövetben. A folyásos szövetben helyenként enyhe oxidációs elszíneződés látható. A kőzet származási helyét — dőlése, feltárásai alapján — a Diós-oldalon tételezhetjük fel.

Ezen a két előforduláson kívül egy-két folyásos szövetű andezittörmelék csaknem az egész hegységben megtalálható, de nagyobb tömegben és szálban álló kibúvásban nem ismertek.

*Fumarolásan oxidált piroxénandezit*

A középső rétegvulkáni sorozat számtalan kisebb-nagyobb explóziós és effúziós fázis során alakult ki. Vulkanológiai ismereteink szerint egy-egy aktív fázis ideje alatt és után igen intenzív fumarolás és egyéb posztvulkáni tevékenység zajlott, melyek nyomait sok helyen megtaláltuk. E fejezetben a fumarolás tevékenység oxidáló szerepével foglalkozunk. A vulkáni működéssel járó vagy azt követő fumarolás gőzök túlnyomó többsége vízgőz, amely az aktív fázisokban a felszínközelbe nyomult kőzetolvadék és a hozzá csatlakozó gázok hője hatására a pórus- és rétegvizekből alakul ki. Az erőteljes oxidatív folyamat

mellett más oldó, kilúgzó folyamatok is lejátszódnak, amelyeknek eredménye, hogy a fumarolák által ért kőzetek salakossá, porózussá válnak.

Az átalakulás kémiailag azzal szemléltethető, hogy az $Fe^{(II)}$ nagy része $Fe^{(III)}$-má oxidálódik. Ilyenkor a ferrivas-tartalom magasabb, mint a ferrovas, annak néha többszöröse is lehet. Természetesen a hegység kőzeteinek oxidációját a folyamat intenzitása szabta meg, így előfordul, hogy a kőzetben szabad szemmel csak enyhe vöröses árnyalatot, máskor az eredetileg szürke kőzet teljes vörös elszíneződését és porózussá válását láthatjuk.

A hegység nyugati részén az Apctól K-re futó Szurdok-völgy déli oldalában levő elhagyott kőfejtőben találhatunk először foltosan oxidált, középszemcsés andezitet. Alapszíne középszürke, amiben kisebb vöröses oxidált foltok figyelhetők meg (XXXII. tábla 4.). Ásványos összetételében a labradoritos plagioklász uralkodik 1,0—2,2 mm-es méretekben. A kristályok ikerlemezesek, alapanyagzárványokkal. A színes elegyrészeket a részlegesen opacitosodott hipersztén és augit képviseli, még az előzőeknél is kisebb kristálymérettekkel. Az alapanyag magnetitje 15—25 $\mu$-os.

A Gyöngyöspata közelében emelkedő Havas-hegy déli és délnyugati lejtőin és lábánál szintén erőteljes fumarolás átalakulás észlelhető, a piroxénandezitek esetenként teljesen vörössé válnak. Szövete pilotaxitos, 70—90 $\mu$-os plagioklászlécekből, kissé hematitosan megfestett üvegállományból és részlegesen hematitosodott magnetitkristályokból áll. Fenokristályai plagioklászok, kisebb fokú agyagásványosodással. A színes elegyrészeket a gyengén karbonátosodott augit és töredezett hipersztén, ritkán bronzit képviseli. Méretük változó, általában 1,0—2,2 mm közötti.

A gyöngyöspatai Várhegy elhagyott kőfejtőjében a részleges oxidáció mellett gyenge agyagásványosodás is jelentkezik. A kőzetek repedéseit néha több centiméter vastag kovás kvarcerek járják át, ami feltehetően kisebb fokú impregnációval is járt. Ennek jelét a kémiai elemzésnél kimutatott 54,31%-os $SiO_2$-tartalom is szemlélteti (57. táblázat).

A kémiai elemzések alapján kisebb fokú kovásodás tételezhető fel a Havas-hegy alján a 304,3 m. p.-tól északnyugatra és a gyöngyöspatai Várhegy elhagyott kőfejtőjében. A kötöttvíz-tartalom alapján kisebb mértékű agyagásványosodás mindenhol megtalálható. Az oxidációs átalakulások mértéke is változó, amit jól szemléltet az $O_{Fe}$-érték (l. 57. táblázat 1—6. rovatát).

Részleges fumarolás oxidációt észlelhetünk még a Ny-i Mátrában a hasznosi Várhegy nyugati lábánál, és a Tar községtől északkeletre emelkedő Kőerdőtető csúcsán, ahol a kőzetek a fumarolás átalakulással egyidőben agyagásványosodtak is, sőt néhány minta esetében erőteljes kilúgzás észlelhető.

A kőzetek ásványos összetétele szintén hasonló. Az alapanyag pilotaxitos, melyben a földpátlécek hossza 70—90 $\mu$ közötti, a magnetitkristályok 20 $\mu$ körüliek. A részleges oxidáció következtében a kőzetüveg helyenként hematitosan színeződött. Fenokristályainak nagyobb részét az ikerlemezes plagioklász, továbbá a kissé töredezett és opacitosodott hipersztén képviseli. Az előbbiek pontosabb meghatározása az elbontás és részleges agyagásványosodás miatt nem lehetséges. A kristályok változó nagyságúak, de soha sem haladják meg a 2,0 mm-t.

A Gyöngyöspatától É-ra levő Zám-patak völgyének alsóbb szakaszán ugyancsak észleltünk gyengébb oxidációt, de a kőzet az elbontás ellenére is tömött maradt. Ugyancsak tömött és nagyon enyhe vörhenyes árnyalatot mutató kőzetet gyűjthettünk a Hutahelyi-patak völgyében Mátraszentistván-

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Nyugati Mátra | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Szurdokpüspöki, Szurdok-völgy D-i oldala oxidált hiperszténandezit | Gyöngyöspata, Havas-hegy alja 304,4 m. p.-tól ÉNy-ra oxidált hiperszténandezit | Gyöngyöspata, Havas-hegy 340,6 m. p.-tól 250 m oxidált piroxénandezit | Gyöngyöspata, Várhegy kőfejtő oxidált piroxénandezit | Gyöngyöspata, Béke Tsz-től É-ra 450 m-re oxidált piroxénandezit | Gyöngyöspata, Cigánypárttól DK-re 500 m-re oxidált piroxénandezit | Hasznos, Várhegy Ny-i alsó része oxidált piroxénandezit | Hasznos, Várhegy Ny-i része oxidált piroxénandezit | Tar, Kőerdő-tető 449,7 m. p. oxidált piroxénandezit | Mátraszentistván, Hutahelyi-patak É-i oldala oxidált piroxénandezit | Gyöngyöspata, Zám-patak K-i oldala oxidált piroxénandezit |
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,95 | 59,20 | 52,78 | 54,31 | 53,54 | 56,81 | 55,50 | 54,56 | 51,33 | 59,35 | 53,25 |
| $TiO_2$ | 1,12 | 1,06 | 0,85 | 1,14 | 1,06 | 0,81 | 1,16 | 1,01 | 0,88 | 0,91 | 0,92 |
| $Al_2O_3$ | 19,76 | 17,86 | 20,30 | 20,82 | 18,86 | 19,39 | 17,69 | 16,91 | 25,02 | 16,79 | 18,54 |
| $Fe_2O_3$ | 4,42 | 7,12 | 6,05 | 4,58 | 6,03 | 5,19 | 5,20 | 8,53 | 4,29 | 3,87 | 6,04 |
| FeO | 2,67 | 0,78 | 2,07 | 0,98 | 2,18 | 0,60 | 3,30 | 2,60 | 2,15 | 2,15 | 3,18 |
| MnO | 0,20 | 0,09 | 0,15 | 0,11 | 0,18 | 0,11 | 0,10 | 0,18 | 0,19 | 0,14 | 0,35 |
| MgO | 1,62 | 1,02 | 2,55 | 1,27 | 2,68 | 0,12 | 2,76 | 2,65 | 0,44 | 1,34 | 2,72 |
| CaO | 8,40 | 5,23 | 9,24 | 8,53 | 8,70 | 8,60 | 7,45 | 6,92 | 9,52 | 7,30 | 8,45 |
| $Na_2O$ | 2,77 | 2,51 | 2,21 | 2,54 | 2,61 | 2,74 | 2,82 | 2,63 | 2,89 | 2,52 | 2,53 |
| $K_2O$ | 2,37 | 2,39 | 1,33 | 1,79 | 1,45 | 2,10 | 1,65 | 1,44 | 1,57 | 2,46 | 1,82 |
| $+H_2O$ | 1,42 | 2,00 | 1,72 | 1,92 | 1,56 | 1,59 | 0,85 | 1,59 | 1,42 | 1,22 | 0,99 |
| $-H_2O$ | 0,75 | 1,53 | 0,65 | 1,53 | 0,65 | 1,36 | 0,79 | 0,49 | 0,54 | 0,51 | 0,93 |
| $CO_2$ | 0,17 | 0 | nyom | 1,06 | 0 | nyom | 0,54 | 0,74 | 0,16 | 0,60 | 0,61 |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 0,19 | 0,12 | 0,16 | 0,13 | 0,15 | 0,09 | 0,12 | 0,13 | 0,17 | 0,17 |
| | 98,80 | 100,98 | 100,02 | 100,74 | 99,63 | 99,57 | 99,90 | 100,37 | 100,53 | 99,33 | 100,50 |
| $O_{Fe}$ | 3,3 | 18,2 | 5,8 | 9,3 | 5,5 | 17,3 | 3,2 | 6,6 | 4,0 | 3,6 | 3,8 |

Elemzők: 1—6., 9. JANKOVITS L. 1965—66 és 1963. MÁFI; 7., 8. GRASSELLY GY.—BARANYI M. 1963. JATE; 10. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1966. MÁFI; 11. SOHA I.-NÉ 1966. MÁFI; 12. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. MÁFI; 13., 14., 17—20. EMSZT M. 1963. MÁFI; 15., 16. SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI; 21. DONÁTH É. 1950. JATE.

tól nyugatra. A kőzetek mindkét esetben középszemcsések, az oxidációs elváltozás gyenge. Szövetük pilotaxitos, ikerlemezes és zónás plagioklászfenokristályokkal. A kristályok mérete minden esetben 2,0 mm alatt marad. A színes ásványokat gyengén opacitosodott hipersztén képviseli, egyes esetekben nagyobb magnetitzárványokkal.

Az említett öt kőzetminta (57. táblázat 7—11.) külsőleg két változatot képvisel, a 7—9. sz. minta erős oxidációs kilúgzáson ment át, a 10., 11. sz. minta gyengén átalakult, emiatt térfogatsúlya alig csökkent, míg az előbbiek összehasonlítás alapján legalább 25%-os súlycsökkenést szenvedtek.

Jellemző az oxidációs átalakulás, az $Fe_2O_3$-tartalom mindig meghaladja az FeO-t. Az oxidáció mértékét az $O_{Fe}$-érték szemlélteti (l. 57. táblázat 7—11. rovatát).

A szokásostól kissé eltérően alakult át a 9. sz. minta, ahol az alumínium-oxid rendkívülien megnövekedett és a MgO kioldódott. Az elemzés nem mutat oly nagymérvű kötöttvíz-növekedést, hogy ezzel együtt erős agyagásványosodást tételezhetnénk fel. Ezért arra kell gondolnunk, hogy a kőzetben a földpát messze felülmúlja a színes elegyrészek mennyiségét, így alakult ki ez a különös kémiai összetétel.

A Gyöngyössolymostól északra levő Cserkőbányában fumarolásan átalakított, középszemcsés andezit található. A kőzet színe sötétvörös, melyben

*57. táblázat*

**kémiai összetétele és oxidációs foka**

| Déli Mátra | | | | | | | | Keleti Mátra | | Fumarolásan oxidált piroxénandezitek átlagos összetétele 1–21. sz. mintából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gyöngyössolymos, Alsó Cserkőbánya oxidált piroxénandezit | Mátrafüred, Kőporos K-i oldala oxidált piroxénandezit | Mátrafüred, Pipis-hegy, útelágazás oxidált piroxénandezit | Mátrafüred, Sár-hegyre vezető út bevágása oxidált piroxénandezit | Mátrafüred, sár-hegyi út melletti elhagyott kőfejtő oxidált piroxénandezit | Gyöngyös, Sár-hegy Ny-i oldala oxidált piroxénandezit | Gyöngyös, Csepje-tető oxidált piroxénandezit | Gyöngyös, Csepje-tető alatt oxidált piroxénandezit | Markaz, Várhegy D-i előtere oxidált piroxénandezit | Pusztakőkút, Közvére oxidált piroxénandezit | |
| 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | % |
| % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | |
| 54,99 | 51,79 | 55,31 | 55,99 | 52,40 | 52,41 | 52,50 | 51,11 | 56,38 | 54,38 | 54,33 |
| 0,94 | 0,63 | 0,63 | 0,55 | 0,74 | 1,13 | 0,95 | 0,97 | 1,01 | 0,97 | 0,93 |
| 18,53 | 21,54 | 19,68 | 21,60 | 18,13 | 21,05 | 21,71 | 21,34 | 21,04 | 17,70 | 19,72 |
| 4,35 | 6,26 | 5,11 | 6,10 | 9,16 | 6,89 | 5,48 | 4,66 | 4,28 | 6,81 | 5,73 |
| 2,99 | 1,59 | 2,71 | 2,60 | 1,83 | 2,00 | 3,15 | 4,59 | 1,80 | 0,67 | 2,21 |
| 0,13 | 0,07 | 0,11 | 0,13 | 0,44 | 0,16 | 0,14 | 0,16 | 0,15 | 0,11 | 0,16 |
| 4,51 | 3,64 | 2,19 | 0,88 | 0,78 | 2,14 | 2,59 | 3,16 | 1,04 | 2,02 | 2,00 |
| 7,04 | 6,54 | 8,04 | 5,67 | 7,70 | 9,05 | 9,60 | 10,29 | 8,34 | 11,75 | 8,21 |
| 2,55 | 1,72 | 2,97 | 3,12 | 2,90 | 2,61 | 2,51 | 2,40 | 2,28 | 1,37 | 2,53 |
| 1,65 | 1,15 | 1,42 | 1,67 | 1,60 | 1,25 | 1,20 | 0,98 | 1,84 | 1,23 | 1,64 |
| 1,63 | 2,79 | 0,54 | 1,26 | 2,39 | 1,74 | 1,29 | 1,38 | 1,05 | 2,70 | 1,57 |
| 0,32 | 2,29 | 1,51 | 0,67 | 2,03 | 0,61 | 0,49 | 0,27 | 1,02 | 0,83 | 0,94 |
| 0 | 0 | 0 | 0,03 | 0 | 0,07 | 0 | 0 | 0 | — | 0,19 |
| 0,11 | 0,18 | 0,17 | 0,15 | 0,31 | 0,19 | 0,17 | 0,18 | 0,20 | 0,12 | 0,16 |
| 99,74 | 100,19 | 100,39 | 100,42 | 100,41 | 101,30 | 101,78 | 101,49 | 100,43 | 100,66 | 100,32 |

helyenként kisebb elbontatlan szürke foltok is előfordulnak. Ebből a foltos jellegből arra következtetünk, hogy az átalakulásokat a repedéseken felszálló fumarolás gőzök idézték elő. Ásványos összetétele azonos a szomszédos üde andezitváltozatokéval, azzal az eltéréssel, hogy a színes elegyrészek minden esetben opacitosodtak, sőt esetenként hematitosodtak. A földpát-fenokristályok töredezettek, néha kissé szericitesedtek és agyagásványosodtak. A részleges hematitosodás miatt a fenokristályokat pontosabban nem lehet meghatározni.

Azonos képződményeket találtunk a Mátrafüredtől keletre levő Kőporos nevű erdőrészben is.

A gyöngyösi Sár-hegy, Pipis-hegy és Csepje-tető területén az oxidációs hatásoknak kitett kőzetminták sok változata gyűjthető. Az átalakulás helyenként egy-két méter nagyságú foltokban, máshol több száz, esetleg kilométer nagyságrendű regionális elváltozásokban jelentkezik csaknem minden képződményben. A piroklasztikumok például halmirolízis által agyagásványosodtak, majd utólag kontaktizálódtak, illetve oxidálódtak. A lávaképződmények között is nagy mennyiségű vörös vagy vörösbarna alapszínű kőzet található, a kőbányászat helyenként a vörös árnyalatú kőzettesteket is kitermelte.

A nagymérvű átalakulásokat a vízi környezet miatti nedvesség-utánpótlás segítette elő, így a fumarolás gőzök kifejthették hatásukat. Ezért találunk itt tömött, oxidált kőzettöredékek mellett nagyon sok salakos vagy kilúgzott kőzetváltozatot is.

A kőzetek szemcsemérete e területen közepes. Alapszínük eredetileg középszürke volt, de jelenleg nagyobb mennyiségben találhatunk vörös, esetleg téglavörös kőzettörmeléket vagy szálban álló kibúvásokat. Néhány kisebb kőfejtő az erősen repedezett andezitet tárta fel, ahol a fumarolás átalakulásokon kívül nagy mennyiségű, mállott—limonitosodott kőzetanyag is található (pl. a Sár-hegyre vezető műút egyik bevágásában). A limonitosodás már a fiatalabb folyamatokhoz sorolható és még ma is folytatódik. A kőzetek ásványos összetétele változó, a fenokristályok zöme minden esetben plagioklász, gyakran labradorit. A kristályok nagysága általában 1,0—2,5 mm között változik. A színes elegyrészeket 0,8—1,0 mm-es, kissé opacitosodott hipersztén és augit képviseli.

A gyöngyösi Sár-hegytől északra, Felső-Abasár nyugati kijáratánál agglomerátumban észlelhető részleges fumarolás oxidáció. Az agglomerátum andezitbombái vörösre oxidálódva találhatók az agyagásványos piroklasztikumban.

A Markaztól északra levő Várhegyen szintén egy kisebb fokú fumarolás oxidáció erősen vörös színeződése figyelhető meg a piroklasztikumon. A kőzetek oxidációja alárendelt, de a kémiai elemzések alapján ezeket is oda kell sorolnunk (57. táblázat 12—20.). Fenokristályai: plagioklász és hipersztén, az előbbit a részleges elbontás miatt nem lehet pontosabban meghatározni.

A kémiai elemzésekből látható, hogy a szokásos andezites összetételhez viszonyítva kisebb mérvű eltérések vannak. Ilyen eltérés pl. a markazi Várhegy előteréből származó minta kisebb fokú kovásodása, a 12., 13. és 19. sz. minta szokottnál magasabb MgO-tartalma. Magasabb $Na_2O$-tartalmat találtunk a Pipis-hegy és Sár-hegy körzetében (14., 15., 16. sz. minta). Emiatt a kőzetkémiai besorolás kisebb fokú trachiandezites eltolódást mutathat. A 13. és 16. sz. mintánál magasabb kötöttvíz-mennyiséget észleltünk, ami részleges agyagásványosodásra vall.

A K-i Mátra területén fumarolás tevékenységre utaló oxidációs elváltozásokat csak elszórtan találtunk, ezek sohasem nagy tömegben, hanem egy-egy feltételezett aktív felnyílás körzetében jelentkeztek. A kőzetek többnyire középszemcsés piroxénandezitek, melyekben az oxidáció hatására a hipersztének opacitosodtak és a részlegesen kioldott vas az üvegállományt festette meg. A Pusztakőkút közelében levő Közbércen az elváltozást kémiailag is ellenőriztük. Az oxidációs fok 20 körül volt, vagyis az összvastartalom 91%-át a $Fe_2O_3$ teszi ki.

A kőzet kémiai összetételét vizsgálva (l. 57. táblázaton 21. sz. minta) megállapíthatjuk, hogy az erőteljes oxidációs elváltozáson kívül lényegesebb eltérés csak a kötöttvíztartalomnál észlelhető, ami részleges agyagásványosodásra vall.

Rittmann kőzetkémiai rendszerében „labradoritandezit"-nek adódott, ami megfelel az ásványos összetételnek is.

A fumarolás oxidáció különböző mértékű átalakulásokat okozott. Az átlagos kémiai összetétel 21 elemzés átlaga alapján az 57. táblázaton látható. Rittmann kőzetkémiai rendszere szerint az átlagértékek által képviselt kőzetminta „pigeonit-labradorit-andezit".

*Autooxidációs piroxénandezit*

Az e csoportba tartozó kőzetváltozatok jellegzetessége, hogy teljes egészében vörös színűek. Keletkezésükre vonatkozóan feltételezhető, hogy az izzó lávafolyás viszonylag rövid idő alatt elfedődött, a nedves környezet és izzó anyag kölcsönhatása révén keletkező gőzök lefojtottan fejtették ki hatásukat: a magnetit- és színes ásványok részleges kilúgzását, oxidációját. Ebben a csoportban gyakran találtunk olyan mintákat, ahol a földpátot vagy piroxént az oxidációs átalakulás látszólag nem érte, de a kőzet alapanyagát a keletkező hematit teljesen elfedte. A hegység részletes felvétele során ilyen sötétvörös kőzettörmeléket sok, szálban állóan azonban kevés helyen találtunk.

Az apci Kopasz-hegy nagy kőfejtőjének legvastagabb lávaképződménye is ilyen elváltozást szenvedett, ugyanis színe egyöntetűen vörösbarna, foltosodás nélkül. A hiperszténandezitet kb. 10—12 m vastagságban tárja fel a bánya keleti fala. A fenokristályokat az ikerlemezes plagioklász és a kissé opacitosodott hipersztén képviseli. A Mátra-gerinc északi oldalán levő Orosz-Mátyás-bércen talált középszemcsés kőzetben az oxidáció az üvegállományt színezte meg és az alapanyag mikrolitjait fedte el, ezért a szöveti jellegek már nem is láthatók.

Ebbe az alcsoportba sorolható kőzetek az üde kőzetekhez hasonlóan tömött szövetűek, melyben szabad szemmel is találhatunk földpát-, ritkábban piroxén-fenokristályokat.

Az Orosz-Mátyás sziklától délre 200 m-re vett minta kémiai elemzési eredményét az 58. táblázat szemlélteti.

A kémiai összetételből megállapítható, hogy az oxidációhoz igen erőteljes kovásodás is társult. A $SiO_2$-tartalom a szokásos andezithez viszonyítva kb. 5—6%-os, az oxidációs fok 5,0. Az elemzett minta meglehetősen piroxénszegény változat lehetett, mivel MgO-tartalma mindössze 0,51%.

Az előbbiekhez hasonló élénkvörös kőzeteket tártak fel a Mátrafüred—Mátraháza közti műút építésekor a Sástó melletti útszakasztól kisebb megszakításokkal csaknem Mátraházáig. A kőzet ezen a szakaszon több helyen talajjal fedett, de a kisebb feltárásokban felszínre bukkan a vörös elszíneződésű törmelék. A középszemcsés kőzetben szabad szemmel apró fehér kristályok észlelhetők. Piroxénbeágyazásokat csak mikroszkópos vizsgálatok során figyelhetünk meg. Részletesebb vizsgálatok szerint a plagioklász-fenokristályok csaknem mindegyike ikerlemezes. Esetenként néhány zónás egyed is megfigyelhető. A földpátok legfeljebb 2,0 mm-esek, a piroxének annál is kisebbek. A kőzetben a vörös elszíneződés különböző intenzitással jelentkezik. Ennek oka, hogy az eredeti kőzet magnetit- és piroxéntartalma heterogén eloszlású volt.

*58. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 60,92 |
| $TiO_2$ | 1,07 |
| $Al_2O_3$ | 16,73 |
| $Fe_2O_3$ | 4,73 |
| FeO | 1,89 |
| MnO | 0,04 |
| MgO | 0,51 |
| CaO | 6,36 |
| $Na_2O$ | 2,30 |
| $K_2O$ | 2,57 |
| $+H_2O$ | 1,79 |
| $-H_2O$ | 0,38 |
| $CO_2$ | 0,04 |
| $P_2O_5$ | 0,20 |
| | 99,53 |

Elemzők: JANKOVITS L. — SOHA I.-NÉ 1967. MÁFI.

Ide sorolható a kelet-mátrai Závoz-völgy felső részének néhány kisebb sziklacsonkjában látható, az előbbieknél valamivel durvább szemcsézetű autooxidációs elváltozás. A piroxén-fenokristályok, melyek esetenként elérik a 3 mm-es méretet, alig mutatnak átalakulást. A földpátok legfeljebb 2,0

mm-esek. A kőzet különlegessége, hogy hipersztén-fenokristályait minden esetben mikroszemcsés augit- vagy pigeonitkoszorú övezi, de ezek a kristályok lényegesebb oxidációt nem mutatnak. A földpát-fenokristályok ikerlemezesek, repedéseik mentén kisebb fokú hematitos vagy limonitos beszűrődés észlelhető. A kőzet üveges vagy mikrolitos alapanyagát a hematit teljesen elfedte. Ezért azt sem lehet meghatározni, hogy a szövet üveges vagy éppen pilotaxitos volt-e? Az oxidatív átalakulás teljessége miatt a kőzet látszatra díszkőnek is használható.

Az előbbiekhez hasonló autooxidáció által átalakított piroxénandezitet tárt fel a Kisnánától É-ra levő Első-Tarnóca-patak bal oldali mellékága, a Csurgó-patak, a Jóidő erdészháztól délre. A kőzet itt is középszemcsés, melyben szabad szemmel apró földpát- és piroxén-fenokristályok ismerhetők fel. Vékonycsiszolatban ikerlemezes és zónás földpátokat, augit-, illetve pigeonitkoszorús hiperszténeket lehet felismerni. A lefojtott helyzetű kialakulást itt még jobban bizonyítja, hogy az autooxidációs kőzetszintre részlegesen agyagásványosodott, lényeges oxidációs elváltozások nélküli piroklasztikum települ.

*Kontakt piroxénandezit*

A kőzetolvadék és a már kihűlt környezet érintkezésével különböző mértékű átalakulások, kölcsönhatások figyelhetők meg.

Megfigyeléseink szerint a nedves piroklasztikumra ömlött láva esetén a lávakőzetben is erős oxidációs elváltozás mutatható ki. Ilyen elváltozások vizsgálatával foglalkozott VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1966a) a gyöngyösi Sár-hegy és a mátrafüredi Kőporos körzetében. Megállapította, hogy az érintkezésnél nemcsak a szokásos opacitosodás jelentkezik, hanem a későbbiekben még tárgyalandó biotitosodás is.

Ilyen érintkezési oxidációs elváltozásokat figyeltünk meg a gyöngyösi Sár-hegy néhány kisebb kőfejtőjében, ahol a különböző fázisokban kiömlött láva gyakran nedves piroklasztikumra települt. Az érintkezéseket a kőbányászat feltárta.

Ugyancsak találtunk kisebb mérvű — ilyen okokra visszavezethető — elváltozásokat az É-i Mátrában levő Szárítás-bérctől északnyugatra, ahol a lávakőzet és tufa érintkezésén mindkét irányban elszíneződések figyelhetők meg. Természetesen az oxidációs elváltozások megváltoztatják a kőzetek kémia összetételét is. Az oxidált piroxénandezitek elemzési eredményét az 59. táblázat szemlélteti.

Az 1. sz. mintát feltehetően erős másodlagos kovásodás érte, ezt a RITTMANN szerinti riodácitos jelleg is igazolja, bár ásványos összetétele kvarcot nem tartalmaz. Az elemzések szerint egyes mintákban erős, másokban gyengébb az oxidáció. Itt az okok között az idő is tényezőként szerepelhet, hiszen nagyobb tömegű izzó láva sokkal hosszabb ideig fejtheti ki hatását, mint egy kisebb, amely esetleg jelentősebb átalakulás nélkül kihűl. Ezt ma még rekonstruálhatatlan vulkanológiai tényezőként kell elfogadnunk. Az oxidáción kívül meglepő a CaO helyenként 2—3%-os csökkenése. A kötött víz megnövekedett, ez a nedves környezettel magyarázható. Az alkáliákban lényegesebb eltéréseket nem találtunk.

*Kovásodott piroxénandezit*

A tortonai vulkáni fázis során és ezt követően a hegységben jelentős posztvulkáni tevékenység folyt, mely a kőzeteket igen erősen átalakította. Az egyik átalakulási forma a másodlagos kovásodás, mely esetünkben kétféleképpen jelentkezik. Az egyik esetben a vulkanitban tridimittel, opállal vagy kalce-

*59. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 60,30 | 51,23 | 54,39 | 55,35 | 55,32 |
| $TiO_2$ | 0,94 | 0,74 | 0,56 | 0,59 | 0,71 |
| $Al_2O_3$ | 16,35 | 17,43 | 20,26 | 19,46 | 18,37 |
| $Fe_2O_3$ | 7,12 | 11,81 | 5,82 | 5,78 | 7,63 |
| FeO | 0,76 | 0,84 | 1,92 | 2,59 | 1,53 |
| MnO | 0,04 | 0,76 | 0,29 | 0,50 | 0,40 |
| MgO | 0,63 | 1,40 | 1,90 | 2,07 | 1,50 |
| CaO | 4,07 | 5,60 | 4,73 | 7,17 | 5,39 |
| $Na_2O$ | 2,25 | 2,84 | 2,37 | 2,41 | 2,47 |
| $K_2O$ | 3,17 | 1,68 | 1,25 | 1,72 | 1,95 |
| $+H_2O$ | 2,87 | 3,15 | 5,06 | 1,34 | 3,10 |
| $-H_2O$ | 0,91 | 2,09 | 1,37 | 0,93 | 1,32 |
| $CO_2$ | nyom | 0 | 0 | 0 | — |
| $P_2O_5$ | 0,20 | 0,27 | 0,19 | 0,26 | 0,23 |
| | 99,61 | 99,84 | 100,11 | 100,17 | 99,92 |

1. Szárítás-béretől északnyugatra 250 m.
2. Farkasmáji legnagyobb kőfejtő északi része.
3. Pipis-hegy előtti útelágazás.
4. Sár-hegyi bekötőút, első kőfejtő.
5. Átlagértékek.

Elemzők: 1., 2. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1967. 3. EMSZT M. 1963. 4. SOHA I.-NÉ 1964. MÁFI.

donnal kitöltött fészkek jelennek meg, melyek megemelik a kőzet $SiO_2$-tartalmát. Emiatt az elemzések néha már dácitos, sőt riodácitos eredményeket adnak. A másik esetben az egész kőzet regionálisan kovásodik, mikroszkóp alatt finomszemcsés kvarcmezőket látunk, de a minták eredeti összetétele is megváltozik, az üvegállomány és a földpátkristályok agyagásványosodnak.

A Ny-i Mátra egyik üdének látszó, de erőteljesen kovásodott andezitváltozatát a felhagyott széleskői kőfejtő tárta fel. A kőfejtő fala nagy területen erősen repedezett és felszínén agyagásványosodott. A fejtés mélyebb szintjén kialakult tó falán még jól látható az üde változat. A középszemcsés kőzetben szabad szemmel csak néhány fehér földpátkristályt lehet felismerni. Mikroszkópos vizsgálat szerint főásványa az ikerlemezes és zónás plagioklász, kisebb mennyiségben a hipersztén. Különlegessége, hogy a fenokristályok közeit kitöltő alapanyag erősen devitrifikálódott, majd később kovásodott, emiatt egyes metszetekben a kőzet csaknem holokristályos. A mintából készült kémiai elemzés eredménye a 60. táblázaton látható.

A magas $SiO_2$-tartalom nem másodlagos kovásodás eredménye, hiszen a kőzetben hidrotermális elváltozások alig észlelhetők. Felvetődik az ilyen rejtett kovásodás primér, asszimilatív eredetének lehetősége.

A K-i Mátrában szintén találhatunk a szokottaknál magasabb kovasavtartalmú kőzetváltozatokat lokálisan. Itt szintén feltételezhető elsődleges vagy asszimilatív hatások eredménye. Ezekben is csak elvétve találhatunk mikroszkóp alatt egy-két kisebb kvarcszemcsét, a devitrifikáció jelentősebb mérvű, mint az előzőekben. Feltűnő, hogy ezekben a kőzetekben a színes elegyrészek sokkal üdébb állapotban maradtak meg, mint a másodlagosan kovásodottaknál. A hipersztén kristályokat gyakran mikroszemcsés augit vagy pigeonit

övezi, alig észlelhető másodlagos elváltozással. A földpát-fenokristályok már erősebben bontottak, néhol agyagásványosodtak. A nagyobb kristályokban a szericitesedés és alapanyag-zárványosodás gyakori.

A Domoszlótól É-ra emelkedő Közép-hegytől északkeletre gyűjtött minta kémiai elemzését l. a 61. táblázaton.

Az értékelésnél megállapítható, hogy a magasabb kovasavtartalom viszonylag lecsökkentette a CaO- és MgO-tartalmat. A földpátok helyét néha opál, gyakrabban kvarc foglalja el. Ez utóbbi elváltozások legtöbb esetben a Ny-i Mátra területén hidrotermálisan átalakult régiókban fordulnak elő.

A Gyöngyöstarjántól É-ra levő Világos-hegy csúcsától délkeletre viszonylag üde megjelenésű kőzetet találtunk (62. táblázat), melyben mikroszkóp alatt mikroszemcsés kvarcos mezőket lehetett megfigyelni. A terület fekvőjét hidrotermálisan átalakult összlet adja, aminek hatása a közvetlen fedőben és a környezetben is észlelhető.

Hasonló kvarcos andezitet találtunk a gyöngyösoroszi ércbánya közelében, ahol a Zsibrik-patak eróziója kissé kékes árnyalatú, viszonylag finomszemcsés kőzetet tárt fel (62. táblázat). Ez a kőzetszint megfigyeléseink szerint É-i irányban az Ezüstbánya-völgyben ismét felszínre bukkan.

Az elemzések adatai jól szemléltetik a másodlagos kovásodást, az 1. sz. minta majdnem 13%-os, a 2. sz. minta mintegy 8%-os $SiO_2$-növekedésével. Az 1. sz. mintából az $Al_2O_3$ és CaO erősen kilúgzódott, a kioldott földpátok helyét kvarc foglalta el. A viszonylag magas kötöttvíz-tartalom ez esetben a limonitban és víztartalmú szilikátokban rejtőzhet, mivel itt eredeti üvegállományról nem beszélhetünk. Feltűnő, hogy a két mintából az alkáliák nem oldódtak ki, hanem az andezites összetételnek megfelelően visszamaradtak, sőt az 1. sz. minta $Na_2O$-tartalma megnövekedett.

Erősen kovásodott kőzeteket találtunk a részletes felvételezés során a Mátrakeresztestől DNy-ra levő Mocsárbükk északkeleti lejtőjén is, ahol a kevés fenokristály-szegény pilotaxitos andezit erősen töredezett, a későbbiek során a kvarccal újracementálódott. Mikroszkóp alatt jól látható a csaknem breccsás

*60. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 62,22 |
| $TiO_2$ | 0,84 |
| $Al_2O_3$ | 16,06 |
| $Fe_2O_3$ | 2,07 |
| FeO | 2,62 |
| MnO | 0,05 |
| MgO | 0,24 |
| CaO | 5,93 |
| $Na_2O$ | 3,17 |
| $K_2O$ | 2,44 |
| $+H_2O$ | 1,52 |
| $-H_2O$ | 1,57 |
| $CO_2$ | 0,07 |
| $P_2O_5$ | 0,89 |
| | 99,69 |

Elemző: JANKOVITS L. 1965. MÁFI.

*61. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 62,57 |
| $TiO_2$ | 0,44 |
| $Al_2O_3$ | 16,80 |
| $Fe_2O_3$ | 3,70 |
| FeO | 1,71 |
| MnO | 0,04 |
| MgO | 0,69 |
| CaO | 4,59 |
| $Na_2O$ | 3,66 |
| $K_2O$ | 3,12 |
| $+H_2O$ | 1,62 |
| $-H_2O$ | 1,31 |
| $CO_2$ | 0,04 |
| $P_2O_5$ | 0,13 |
| | 100,42 |

Elemző: SOHA I.-NÉ 1963. MÁFI.

*62. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 68,75 | 61,81 |
| $TiO_2$ | 0,71 | 0,31 |
| $Al_2O_3$ | 13,94 | 19,02 |
| $Fe_2O_3$ | 3,27 | 1,15 |
| FeO | 0,58 | 3,96 |
| MnO | 0,03 | 0,09 |
| MgO | 0,06 | 1,67 |
| CaO | 1,18 | 4,82 |
| $Na_2O$ | 4,36 | 2,38 |
| $K_2O$ | 2,38 | 2,28 |
| $+H_2O$ | 3,16 | 2,39 |
| $-H_2O$ | 1,20 | 0,46 |
| $CO_2$ | 0 | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,20 | 0,13 |
| | 99,82 | 100,47 |

1. Világos-hegy csúcsától KDK-re kb. 750 m.
2. Zsibrik-völgy alsó része.

Elemzők: 1. NEMES L.-NÉ 1966. 2. JANKOVITS L. 1968. MÁFI.

*63. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 63,84 |
| $TiO_2$ | 0,57 |
| $Al_2O_3$ | 16,45 |
| $Fe_2O_3$ | 2,55 |
| FeO | 2,22 |
| MnO | 0,05 |
| MgO | 0,66 |
| CaO | 4,13 |
| $Na_2O$ | 3,39 |
| $K_2O$ | 2,55 |
| $+H_2O$ | 2,17 |
| $-H_2O$ | 1,14 |
| $CO_2$ | 0,03 |
| $P_2O_5$ | 0,34 |
| | 100,09 |

szerkezetű anyag, ahol a kvarckristályok sűrűn, hálózatos repedésekben foglalnak helyet.

A kovásodott kőzetek átlagértékét négy elemzés alapján számítottuk (63. táblázat), ez eltérhet a hegységben valószínűsíthető átlagos összetételtől. Tekintve, hogy az erősebben kovásodott kőzetek egyúttal káligazdagok is, ezeket más helyen tárgyaljuk.

*Szericitesedett piroxénandezit*

Ezt a kőzetváltozatot az egész hegységben megtaláljuk kisebb-nagyobb mennyiségben, hiszen szericitesedés nemcsak a másodlagos posztvulkáni hatások eredményeként jelentkezik, hanem hosszas mállás útján is. Vékonycsiszolatban leggyakrabban ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályok észlelhetők, de gyakran találtunk olyan kőzetmintákat is, melyekben a fenokristályokon kívül az alapanyag földpátlécei vagy mikrolitjai is elbontottak. A szericitesedés nagyrészben a nagyobb kristályok belsejében indul meg és onnan halad a kristályok szegélye felé. Igen sokszor megfigyelhető, hogy ez az elváltozás együtt jár a földpátok karbonátosodásával, tehát a Na-gazdag földpátok szericitesednek, a Ca-földpátok inkább kalcitosodnak.

A gyöngyöspatai Havas-hegy környékén a különféle elváltozások között jelentős a felszínileg mállott kőzetek szericitesedése. A szericitesedés vagy az előrehaladottabb agyagásványosodás megfigyeléseink szerint főleg azokon a helyeken jelentkezik, ahol gyakoriak azok a kőzetváltozatok, melyek keletkezésükkor vízbe ömlöttek vagy a későbbiek során víz alá kerültek.

Három elemzett minta (64. táblázat 1—3.) a Havas-hegy mélyebb szintjeiről, tehát valószínűleg egyetlen nagyobb vulkáni központból származik.

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Gyöngyöspata, Havas-alja 272,0 m. p.-tól DK-re bontott piroxénandezit | Gyöngyöspata, Havas-alja 272,0 m. p.-tól KDK-re szericitesedett piroxénandezit | Gyöngyöspata, Havas-alja 340,6 m. p.-tól É-ra 150 m szericitesedett piroxénandezit | Mátrakeresztes, Nagytölgyes csúcsától ÉK-re szericitesedett piroxénandezit | Mátraszentimre 2. sz. f. 485 m-ből bontott piroxénandezit | Gyöngyös, Sár-hegy—Csepje-tető ÉNy-i völgye bontott piroxénandezit | Mátrafüred, Sár-hegyre vezető út bevágása bontott piroxénandezit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 58,66 | 58,61 | 54,26 | 56,39 | 56,77 | 55,96 | 55,91 |
| $TiO_2$ | 0,46 | 0,46 | 1,37 | 1,20 | 0,91 | 0,54 | 0,48 |
| $Al_2O_3$ | 19,27 | 19,81 | 18,80 | 14,97 | 18,55 | 19,38 | 21,18 |
| $Fe_2O_3$ | 2,91 | 2,82 | 5,36 | 5,71 | 1,93 | 2,91 | 4,75 |
| FeO | 2,13 | 2,50 | 3,32 | 3,73 | 4,89 | 4,63 | 2,36 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,12 | 0,13 | 0,28 | 0,57 | 0,13 |
| MgO | 1,36 | 1,13 | 2,02 | 3,09 | 1,77 | 1,66 | 1,58 |
| CaO | 7,49 | 7,19 | 8,12 | 6,94 | 6,07 | 7,55 | 6,57 |
| $Na_2O$ | 2,39 | 2,70 | 2,45 | 2,35 | 2,40 | 3,18 | 3,08 |
| $K_2O$ | 1,94 | 1,83 | 1,59 | 2,14 | 2,25 | 1,73 | 1,74 |
| $+H_2O$ | 2,04 | 1,91 | 1,71 | 1,37 | 2,15 | 1,30 | 1,46 |
| $-H_2O$ | 1,10 | 0,91 | 0,89 | 1,53 | 0,31 | 0,24 | 1,04 |
| $CO_2$ | 0 | 0,01 | 0,07 | — | 0,86 | 0 | 0,10 |
| $P_2O_5$ | 0,11 | 0,13 | 0,14 | 0,74 | 0,16 | 0,22 | 0,18 |
| S | — | — | — | — | 0,93 | — | — |
| | 99,89 | 100,04 | 100,22 | 100,29 | 100,23 | 99,87 | 100,56 |

Elemzők: 1—3. Jankovits L. 1966. 4. Simó B. 1959. 5. Nemes L.-né—Soha I.-né 1966. 6., 7. Soha I.-né 1964. 8., 9. Emszt M. 1963. 10. Guzy K.-né 1962. 11. Tolnay V. 1961. 12., 13. Emszt M.—Soha I.-né 1963. 14., 15. Emszt M.—Soha I.-né 1970. MÁFI.

Az elemzések adataiban észlelhető kisebb $SiO_2$-növekedés annak tulajdonítható, hogy a vulkánosságot kísérő posztvulkáni hatások itt is érvényesültek, de lényeges átalakulásokat alig okoztak. Az andezitátlaghoz viszonyítva lényegesebb elváltozást nem találtunk.

A Ny-i Mátra hidrotermálisan elbontott területén sok helyen találhatunk a környezetnél üdébb állapotú kőzetet, a kovásodás és agyagásványosodás csak részben érvényesül, viszont csaknem minden esetben erőteljes szericitesedés észlelhető. Ilyenkor a fenokristályok elbontásáról van szó. A nagyobb kristályok belseje teljesen elbomlott, a szericites fészkekben néha már agyagásványos jelleg mutatkozik.

Több szakaszban harántolt szericitesedett kőzetszintet a Ny-i Mátra 1200 m-es földtani alapfúrása is (Mátraszentimre 2. sz. fúrás). A fúrás 485 méből származó sötétszürke, szabad szemmel üdének látszó kőzet elemzése (64. táblázat 4., 5.) jelzi a kezdődő elbontást.

*64. táblázat*

**piroxénandezitjeinek kémiai összetétele**

| Felső-Abasár szericitesedett piroxénandezit | Gyöngyös, Csepje-tető DK-i oldala szericitesedett piroxénandezit | Domoszló, Közép-bérc gerince bontott piroxénandezit | Domoszló, Tarjánka-patak bontott piroxénandezit | Domoszló, Hegyes-hegy szericitesedett piroxénandezit | Domoszló, Kunyhós-völgy bontott piroxénandezit | Kisnána, Akasztó-tetőtől DDK-re 500 m bontott piroxénandezit | Kisnána, Bóna-halom szericitesedett piroxénandezit | Szericitesedett piroxénandezitek átlagos kémiai összetétele 15 elemzés alapján |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | % |
| % | % | % | % | % | % | % | % | |
| 52,37 | 51,47 | 54,20 | 54,47 | 56,00 | 57,38 | 56,37 | 55,17 | 55,60 |
| 0,99 | 0,92 | 0,35 | 0,80 | 0,76 | 0,79 | 0,81 | 0,82 | 0,78 |
| 18,59 | 22,13 | 20,31 | 17,57 | 17,51 | 16,57 | 16,76 | 18,06 | 18,63 |
| 4,72 | 5,08 | 2,96 | 1,68 | 1,31 | 2,09 | 2,76 | 3,01 | 3,33 |
| 3,85 | 3,93 | 4,36 | 6,67 | 6,27 | 5,77 | 4,94 | 4,37 | 4,25 |
| 0,20 | 0,16 | 0,20 | 0,20 | 0,23 | 0,15 | 0,18 | 0,24 | 0,19 |
| 4,44 | 2,78 | 3,94 | 4,92 | 3,51 | 3,52 | 4,02 | 3,72 | 2,90 |
| 9,93 | 9,85 | 8,14 | 8,50 | 7,40 | 7,24 | 6,73 | 8,14 | 7,72 |
| 1,73 | 2,35 | 2,11 | 1,80 | 2,22 | 2,19 | 1,96 | 1,61 | 2,30 |
| 0,66 | 0,91 | 1,60 | 1,92 | 2,19 | 2,58 | 2,16 | 2,13 | 1,82 |
| 1,50 | 1,80 | 1,16 | 1,45 | 2,12 | 1,74 | 1,79 | 1,83 | 1,69 |
| 1,23 | 0,31 | 0,51 | 0,45 | 0,27 | 0,28 | 1,28 | 0,72 | 0,74 |
| — | 0,07 | 0 | 0 | 0,04 | 0,04 | 0 | 0 | 0,08 |
| 0,07 | 0,20 | 0,13 | 0,09 | 0,15 | 0,13 | 0,14 | 0,17 | 0,18 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 0,06 |
| 100,28 | 101,96 | 99,97 | 100,52 | 99,98 | 100,47 | 99,90 | 99,99 | 100,27 |

Az 56%-on felüli $SiO_2$-tartalom kisebb fokú kovásodást jelent, de az 1%-on felüli kötött víz csaknem minden esetben igazolja a mikroszkóp alatt látható szericites gócok jelenlétét.

A gyöngyösi Sár-hegyen is erőteljes kőzetelbontás nyomai figyelhetők meg. A szabad szemmel részlegesen bontottnak látszó kőzetek mikroszkópos vizsgálat alapján szericitesnek, ritkábban agyagásványosnak nevezhetők. A Sár-hegyen és annak déli folytatásán a Csepje-tetőn kisebb vízmosások számtalan helyen tártak fel ilyen kőzeteket, melyekről a kőzettani vizsgálatok, majd az azt követő kémiai elemzések (64. táblázat 6—9.) bizonyították a szericites jelleget. A mikroszkópos vizsgálatok szerint csaknem minden esetben a plagioklász-fenokristályok szericitesednek először, és csak erőteljesebb elbontás esetében találjuk meg az alapanyag hasonló bontottságát. A nagyobb ikerlemezes vagy zónás földpát kezdetben még meghatározható, de erősebb elbontáskor már csaknem felismerhetetlen, gyakran csak az eredeti kristályok alakjából következtethetünk a plagioklász-jellegre. A színes elegyrészek a szerici-

tesedett kőzetmintákban gyakran csak kezdődő elbontást mutatnak, mégpedig karbonátos vagy limonitos koszorút viselnek.

Mint az elemzésekből látható, a kovasav lényegesen nem változik, feltűnőbb a 7. és 9. sz. minta viszonylag magas $Al_2O_3$-tartalma, ami az 1,46 és 1,80%-os kötött vizet figyelembe véve a szericitesedés mellett már részleges agyagásványosodást is bizonyít. Megjegyzendő, hogy a szericitesedés nem zárja ki a kőzet másféle átalakulását, így esetünkben limonitosodás és hematitosodás csaknem minden mintában észlelhető. A 8. sz. minta viszonylag magas MgO-tartalmát a piroxéngazdagság jelének tulajdonítjuk. Az alkáliatartalom nagyobb ingadozást nem mutat, bár a 8. sz. minta $K_2O$-tartalma a szokottnál alacsonyabb, míg a 6. és 7. sz. minta $Na_2O$-ban viszonylag gazdagabb.

A K-i Mátra középső részein szintén számos feltárásban találjuk meg a részlegesen elbontottnak látszó, ásványtanilag szericitesedett kőzettípusokat. A Domoszló községtől északra levő magaslatok piroxénandezitjein a felszíni málláson kívül kisebb fokú oxidációs elszíneződést, valamint kezdődő agyagásványosodást észleltünk. A kőzetekben a plagioklász-fenokristályok zömmel ikerlemezesek és zónásak. Szericitesedés is jelentkezik csaknem minden nagyobb kristályban. Más esetben agyagásványosan bontottak. Az e területről származó minták kémiai elemzését l. a 64. táblázaton (10—13. sz.).

Megállapíthatjuk, hogy a hegyes-hegyi és kunyhós-völgyi mintákban kismértékű kovasav-növekedés van, ami nem posztvulkáni eredetű, hanem a fémikus és szálikus fenokristályok részleges kilúgzásával kapcsolatos viszonylagos növekedés is lehet. Meglepő a kőzetek viszonylag magas MgO-tartalma, amely kizárólag ebben az esetben piroxéngazdagsággal magyarázható, tehát itt a piroxének nagy része bronzitos, illetve diopszidos, mennyiségük valamivel a hegységbeli átlag felett van. A kötött víz minden esetben 1%-on felül van, ami részleges szericitesedés jele, mivel az andezit kötöttvíz-tartalma szericitesedés és más víztartalmú ásványok nélkül sohasem haladja meg az 1%-ot.

A dácitos és riodácitos besorolást a részleges szericitesedés velejárójának tekintjük, amit a K/Na aránynak a K javára történő eltolódása eredményez.

Hasonló kőzettani és kőzetkémiai jellegeket találunk a hegység keleti végén a Bóna-halom és Messzelátó-tető körzetében, ahol a szintén jellegzetes piroxénben gazdag andezitváltozatok uralkodó elterjedésűek (kémiai elemzést l. 64. táblázat 14., 15.). A szericitesedés következtében az $Al_2O_3$ kissé csökkent, míg a többi elemi alkotórész viszonylagosan növekedett, pl. a hegység átlagát figyelembe véve itt a vastartalom is nőtt. A K/Na arány az előbbiekhez hasonlóan a K javára tolódott el. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a kőzetváltozatok piroxénjei az eddigieknél gyakrabban alkotnak összenövéseket, amikor a hipersztén- és augit-fenokristályok egymáson penetrálnak, más esetben a hipersztén-fenokristályokat augitszemcsék vagy pigeonitkristályok övezik. Ez elvétve előfordul a Ny-i Mátrában is, de a K-i Mátra jelenleg tárgyalt részén csaknem minden kőzetcsiszolatban találhatunk ilyen összenövéseket. A plagioklász egy-egy esetben bytownitos összetételű. Gyakran karbonátosodik.

A szericitesedett kőzetek átlagértékeit 15 elemzés alapján számítottuk (l. 64. táblázat), ez — véleményünk szerint — jól szemlélteti ezen kőzetek hegységbeli átlagösszetételét.

Az átlagértékek viszonylag jól egyeznek a mátrai kőzetek kémiai összetételével, de az 1,69%-os $+H_2O$ már szemlélteti a kezdődő agyagásványosodást.

Az átlagértékekkel képviselt kőzetminta — RITTMANN kőzetkémiai rendszere szerint — „sötét labradoritriodácit"-nak adódik.

*Agyagásványosodott piroxénandezit*

Az előző alfejezetben ismertetett szericites kőzetváltozatok további elbontása során keletkezik az agyagásványos változat, ugyancsak a kőzetalapanyag mikrolitjainak vagy fenokristályainak átalakulásából, legtöbb esetben az alábbi egyenlet szerint:

$$2NaAlSi_3O_8 + 2H_2O + CO_2 = Na_2CO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 4SiO_2$$

vagy

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O + CO_2 = CaCO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$$

A kémiailag levezethető folyamaton kívül a levegő $CO_2$-je a lebontást folytatja addig, míg a kőzet teljesen agyagásvánnyá válik. Vizsgálataink szerint ez a folyamat bonyolultabb, mivel a mállás során legtöbbször nem kaolinit, hanem montmorillonit keletkezik, de bizonyos esetekben már nontronitot, ungvaritot, beidellitet és halloysitet is találtunk.

Az agyagásványosan átalakult andezitváltozatok gyakran a hidrotermálisan elbontott területen vagy annak közvetlen szomszédságában is jelentkeznek a Mátraszentistván—Mátrakeresztes—Gyöngyösoroszi Ércbánya háromszögben. E kőzetek az erőteljes átalakulás ellenére sem tekinthetők „hidrotermalit"-oknak, mert ásványos elegyrészeik, ha nehezen is, de felismerhetők. A hidrotermalitok teljesen átalakultak, felismerhető ásványuk csak a kvarc. DTA-vizsgálattal kaolinit, illit vagy montmorillonit határozható meg bennük. Az e helyen leírt kőzetváltozatokban az agyagásványosodott plagioklász-fenokristályok mellett esetenként labradoritos és elvétve andezines összetételű plagioklász is előfordul. Bázisos földpátot (bytownit) nem találtunk. A színes elegyrészeket opacitos hipersztén és karbonátos vagy sziderites koszorút viselő augit képviseli, ez utóbbiban az ikerlemezek reliktumai is felismerhetők. A kőzet üregeiben halványzöld vagy sárgás montmorillonit észlelhető.

A felszíni előfordulásokon kívül jól definiálható agyagásványos andezitszintet ért el a Gyöngyösoroszi 2. sz. kutatófúrás 113,5 m-ben.

A terület mintáiból készült elemzéseket l. a 65. táblázat 1—3. rovatában.

Az elemzésekből kisebb fokú $SiO_2$-növekedés olvasható ki. A 2. sz. mintánál részleges $Al_2O_3$-csökkenést észlelhetünk. Az agyagásványosodás és kilúgzás függvényében heterogén képet mutat a kőzetek vastartalma: 4,3 és 7,6% között ingadozik. A 3. sz. minta MgO-tartalma alacsonyabb az andezitek megszokott értékénél. A 3. sz. minta alacsony CaO-tartalmát a teljes agyagásványos átalakulásnak tulajdonítjuk, ugyanerre vall a rendkívül sok kötött víz is. Az elemzési adatokból ítélve ez a kőzet limonitosan színezett kaolinites—montmorillonitos agyag lehet, hiszen a 7,90%-os $+H_2O$ meghaladja a limonitban és kőzetüvegben kötött víz mennyiségét. Az $Na_2O$ kilúgzása, ugyanakkor a $K_2O$ visszamaradása is kezdődő agyagásványosodást jelez.

A 3. sz. minta nagy eltérést mutat kötött vízben, ami az elemzési adatokkal is igazolt erőteljes kilúgzás és agyagásványos elbontás alapján várható volt. Ez a kőzet a későbbiekben tárgyalandó uralitos piroxénandezit és a kálimetaszomatizált hidrotermalit átmeneti változata.

A Közép- és D-i Mátrában számos feltárásban találtunk felszínileg erősen bontott kőzeteket, melyeknek mikroszkópi képe minden esetben agyagásványosodást bizonyít. A Gyöngyöstarjántól É-ra levő Világos-hegy nyugati oldalán és tőle távolabb is kovásodott, agyagásványosodott kálitrachit építi fel

A Mátra hegység bontott

| Lelőhely<br>Kőzet neve | Mátrakeresztes, Fiúsom-patak alsó szakasza agyagásványosodott piroxénandezit | Mátrakeresztes, Templom-völgy Ny-i oldala agyagásványosodott piroxénandezit | Gyöngyösoroszi 2. sz. f. 113,5 m-ből bontott piroxénandezit | Gyöngyöstarján, Világos-hegy Ny-i oldala bontott piroxénandezit | Jobbágyi, Szár-hegy DNy-i oldala agyagásványosodott piroxénandezit | Gyöngyöspata, Kecskekő csúcsától D-re 300 m anyagásványosodott piroxénandezit | Gyöngyössolymos, Kis-hegy alatti 100 m-es tároló agyagásodott piroxénandezit | Abasár, Pálosvörösmart Ny-i végén ÉNy-ról lefutó völgy agyagásványosodott piroxénandezit | Mátrafüred, Sár-hegyre vezető út bevágása agyagásványosodott piroxénandezit | Mátrafüred, Sár-hegyre vezető út bevágása agyagásványosodott piroxénandezit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,94 | 55,71 | 57,61 | 61,95 | 51,68 | 59,15 | 56,57 | 47,90 | 54,73 | 55,87 |
| $TiO_2$ | 0,54 | 0,86 | 0,69 | 0,64 | 0,98 | 0,69 | 0,40 | 0,67 | 0,49 | 0,55 |
| $Al_2O_3$ | 20,35 | 16,75 | 20,17 | 17,39 | 21,20 | 18,59 | 20,62 | 21,16 | 20,24 | 21,64 |
| $Fe_2O_3$ | 3,62 | 1,53 | 3,40 | 1,16 | 4,96 | 1,84 | 3,17 | 7,87 | 5,73 | 5,71 |
| FeO | 1,46 | 6,16 | 0,93 | 4,24 | 2,56 | 4,07 | 2,86 | 1,35 | 1,28 | 1,00 |
| MnO | 0,07 | 0,20 | 0,47 | 0,11 | 0,18 | 0,08 | 0,12 | 0,19 | 0,13 | 0,19 |
| MgO | 2,01 | 3,70 | 0,90 | 1,28 | 3,17 | 1,36 | 1,83 | 3,08 | 1,37 | — |
| CaO | 7,00 | 7,96 | 1,80 | 5,01 | 9,16 | 7,37 | 7,53 | 7,78 | 5,25 | 5,81 |
| $Na_2O$ | 2,35 | 2,09 | 0,29 | 2,85 | 2,76 | 2,87 | 1,74 | 0,50 | 1,64 | 1,80 |
| $K_2O$ | 1,76 | 1,62 | 2,63 | 1,68 | 1,35 | 2,04 | 2,32 | 1,39 | 2,80 | 3,10 |
| $+H_2O$ | 3,24 | 1,87 | 7,90 | 3,43 | 2,31 | 1,59 | 2,15 | 5,97 | 3,91 | 2,86 |
| $-H_2O$ | 1,89 | 1,19 | 2,27 | 0,27 | 0,31 | 0,17 | 1,07 | 2,57 | 2,68 | 1,87 |
| $CO_2$ | 0 | 0,25 | 1,01 | 0,20 | 0 | nyom | nyom | 0 | 0,02 | 0,04 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,06 | 0,08 | 0,17 | 0,06 | 0,12 | 0,10 | 0,11 | 0,17 | 0,20 |
| S | — | — | — | — | — | nyom | — | — | — | — |
| | 100,38 | 99,95 | 100,15 | 100,38 | 100,68 | 99,94 | 100,48 | 100,54 | 100,44 | 100,64 |

Elemzők: 1., 3., 9—12. Soha I.-né 1964. 2. Jankovits L.—Soha I.-né 1966. 4., 6. Jankovits L. 1966. 7., 8., 13—17. Emszt M. 1961—63. 18., 19. Emszt M.—Soha I.-né 1963. MÁFI; 5. Mauritz B. 1910.

a területet. A szóban forgó minta (l. 65. táblázat) kevéssé bontottnak látszott, mint a környezet, de bizonyosra vehető, hogy a hidrotermás folyamat érezte tette hatását a minta kémiai összetételében. A kőzet ásványos összetétele: 60—80 $\mu$-os földpát, agyagásványosan bontott, ikerlemezes plagioklász-fenokristályok és alárendelt mennyiségű hipersztén. Szövete hialopilites. A Zám-völgy oldalában helyenként kisebb tömegű agyagásványos andezit van. A töredezett—bontott hipersztén jól felismerhető benne (XXVI. tábla 2.), az alapanyaga azonban teljesen átalakult.

A Jobbányi melletti Szár-hegy délnyugati lejtőjéről származó minta (l. 65. táblázat) ásványtanilag megegyezik a Nagyhársas hasonló korú, de kevésbé elbontott kőzeteivel. Az elbontás szericitesedésben és agyagásványosodásban mutatkozik. A színes elegyrészek között a hipersztén kristályok néha kezdődő kloritosodást mutatnak, de ez még alárendelt. Kisebb foltokban hematitos

*65. táblázat*

**piroxénandezitjeinek kémiai összetétele**

| Gyöngyös, Sár-hegy ÉNy-i lejtője, agyagásványosodott piroxénandezit | Gyöngyös, Sár-hegy gerince középső részének DK-i oldala bontott piroxénandezit | Mátrafüred, Pipis-hegy, felhagyott kőfejtő bontott piroxénandezit | Mátrafüred, Pipis-hegy, felhagyott kőfejtő bontott piroxénandezit | Mátrafüred, Pipis-hegy, felhagyott kőfejtő, agyagásványosodott piroxénandezit | Felső-Abasár bontott piroxénandezit | Felső-Abasár, agyagásványosodott piroxénandezit | Domoszló, Bükkös-tetőtől ÉK-re, bontott piroxénandezit | Domoszló, Kis-Kúpos csúcsától É-ra bontott piroxénandezit | Agyagásványosodott piroxénandezitek átlagos kémiai összetétele 1—19. sz. mintából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | % |
| % | % | % | % | % | % | % | % | % | |
| 49,77 | 52,27 | 55,31 | 54,39 | 51,24 | 53,81 | 52,37 | 54,12 | 56,56 | 54,58 |
| 0,68 | 0,54 | 0,63 | 0,56 | 0,56 | 0,32 | 0,40 | 0,73 | 0,80 | 0,62 |
| 21,74 | 21,19 | 19,68 | 20,26 | 22,32 | 21,43 | 22,34 | 21,97 | 17,30 | 20,33 |
| 4,99 | 4,62 | 5,11 | 5,82 | 5,74 | 4,74 | 7,25 | 3,84 | 2,53 | 4,40 |
| 4,24 | 3,81 | 2,71 | 1,92 | 0,58 | 2,09 | — | 2,34 | 4,96 | 2,56 |
| 0,31 | 0,31 | 0,11 | 0,29 | 0,11 | 0,10 | 0,05 | 0,11 | 0,12 | 0,17 |
| 2,13 | 1,51 | 2,19 | 1,90 | 0,85 | 1,87 | 0,49 | 1,99 | 3,75 | 1,86 |
| 9,57 | 9,01 | 8,04 | 4,73 | 4,86 | 5,70 | 1,92 | 8,69 | 5,94 | 6,48 |
| 1,10 | 1,16 | 1,42 | 1,25 | 0,66 | 1,93 | 1,95 | 2,16 | 2,06 | 2,26 |
| 2,51 | 2,78 | 2,97 | 2,37 | 2,49 | 1,87 | 0,96 | 1,68 | 2,52 | 1,60 |
| 1,78 | 1,59 | 0,54 | 5,06 | 6,85 | 3,76 | 7,26 | 1,50 | 2,78 | 3,49 |
| 0,72 | 0,64 | 1,51 | 1,37 | 4,08 | 2,37 | 4,92 | 0,98 | 0,90 | 1,67 |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,13 | 0,04 | 0,09 |
| 0,17 | 0,20 | 0,18 | 0,19 | 0,22 | 0,14 | 0,14 | 0,09 | 0,09 | 0,14 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 99,71 | 99,63 | 100,40 | 100,11 | 100,56 | 100,13 | 100,05 | 100,33 | 100,35 | 100,25 |

elszíneződés is előfordul, ami a felszínen csak apró vörös pettyekben észlelhető. Az agyagásványok — a DTA-vizsgálat szerint halloysit — néha kisebb üregekben rózsaszín árnyalatú, zsírfényű csomókban jelentkeznek.

A jobbágyi Nagyhársas délkeleti gerincének végén a Kecskekőtől délre ugyancsak agyagásványosan elbontott, kissé hematitosan színezett piroxénandezit bukkan a felszínre. A kőzet barnás árnyalatú, 2,0 mm-ig terjedő fehér fenokristályokkal. Szabad szemmel színes elegyrészeket nem észleltünk, de mikroszkóp alatt néhány kisebb opacitos szegélyű hipersztén ismerhető fel.

Hasonló elbontásokat figyelhetünk meg az apci Somlyó és Kopasz-hegy kőfejtőiben, ahol azonban a szálban álló kőzetek inkább oxidációs és kloritos elbontást mutatnak, agyagásványosodás főleg a lávakőzetszintek közötti tufa vagy agglomerátum bombáin figyelhető meg (XXV. tábla 3.).

A 4. és 6. sz. minta viszonylagos kovasav-növekedése abból ered, hogy a kőzet Ca-földpátjai kilúgzódtak, agyagásványosodtak, ilyenkor kisebb fokú kovásodás mehet végbe. Említésre méltó még a kötött víz mennyisége, aminek egy része kétségtelenül a keletkezett kaolinitben van.

A hegység másik, agyagásványosan bontott nagy területe a Gyöngyössolymos—Felső-Abasár—Sár-hegy háromszöge. Itt az agyagásványosodás, az elbontás mértéke eltérő. Némely mintában csak kezdeti, másokban nagyfokú elváltozást találtunk. A kőzetek szövete uralkodóan pilotaxitos, csak egy-két esetben találtunk üveges, hialopilites szövetet. A lécek általában 70—90 $\mu$-osak, a közöttük elhelyezkedő bontott magnetitkristályokkal. A kőzetváltozatok fenokristályait az ikerlemezes, zónás vagy ritkábban alapanyagzárványos plagioklász képviseli. A kristályok mérete 0,5—2,0 mm között változik. Egyes mintákban a földpát-fenokristályok csaknem teljesen elbontódtak. A színes elegyrészeket uralkodólag az opacitos vagy limonitkoszorús hipersztén és elvétve karbonáttal övezett augit képviseli. Az agyagásványok néha hematitosan színeződtek, DTA-vizsgálatok szerint montmorillonit, halloysit, beidellit fordult elő.

A kőzetcsoport mintáinak elemzési eredményeit a 65. táblázat 7—17. rovata mutatja.

A 7—17. sz. minták elemzését értékelve megállapítottuk, hogy az elbontás inkább kovasavcsökkenést idézett elő. A minták 50% feletti $SiO_2$-je 47—48%-ra csökkent. Az agyagásványosodást az $Al_2O_3$- és kötöttvíz-tartalom növekedése egyértelműen igazolja. A minták csaknem kizárólag oxidáltak, sőt a 17. sz. minta FeO-ja teljes egészében $Fe_2O_3$-dá alakult át. Emiatt ezt a sorozatot lehetett volna az oxi-változatokhoz sorolni, de átalakulásuknál az agyagásványosodásé volt a fő szerep. Különös képet mutat a CaO-tartalom is. Az erősen agyagásványosodott kőzetekből nagyrészben eltávozott, csak a kalcitos fészkekben maradt vissza kisebb része. Ezért az andezitekre jellemző 7—8%-os érték 4%-ra vagy az alá csökkent. Az alkáliák közül a $Na_2O$ kisebb mértékben csökkent, a $K_2O$ csaknem eredeti mennyiségben maradt vissza.

A K-i Mátra területén, főleg annak déli lejtőin számtalan részlegesen vagy teljesen elbontott kőzetmintát gyűjthettünk. E helyen azonban nagyobb részben az alacsony hőmérsékletű exhalációs gőzök és a későbbi halmirolízis okozhatták a kőzetek üvegállományának és szálikus elegyrészeinek átalakulását.

Domoszló községtől északnyugatra levő Tarjánka-patak völgyében, egy kisebb kőbányában, a kőzet üregei kilúgzás következtében alakultak ki. Az üregekben és néha a vékony repedések mentén barnásrózsaszín árnyalatú agyagásványt találunk, amely a DTA-vizsgálatok szerint halloysitnek bizonyult. Kisebb-nagyobb, halloysittel kitöltött repedéseket és fészkeket a K-i Mátra többi, jól feltárt patakvölgyeiben is találtunk.

A részlegesen elbontott kőzetek ásványos összetételében az átalakulás mértékétől függően a földpát-fenokristályok még felismerhetők, de pontos meghatározásra már nem alkalmasak. Az alapanyag elbontása, majd elszíneződése miatt sokszor az eredeti szöveti jelleg sem ismerhető fel. A terület elemzett mintáit l. a 65. táblázat 18—19. rovatában.

A 19. sz. minta erősebb elbontást mutat, hiszen CaO-tartalma 5,94%-ra csökkent, a 2,78%-os $+H_2O$ is erősebb agyagásványosodást jelez.

Az agyagásványosodott kőzetek kémiai átlagolása (65. táblázat) igen nehéz, mivel meglehetősen heterogén kőzeteket kell egymással szembeállítani. Ha pl. a magas hőmérsékletű, vagyis hidrotermális hatásokra agyagásványosodott kőzeteket vesszük átlagolás alá, bizonyos, hogy kovasav-növekedéssel

számolhatunk. Ha viszont mállási, illetve halmirolitikus agyagásványosodással dolgozunk, akkor plusz kovasav nem jelentkezik, mivel a folyamatnál keletkező $SiO_2$ metakovasav alakban kilúgzódhat. Ezt bizonyítja, hogy a nyugatmátrai agyagásványosodott minták 3—6%-kal több kovasavat tartalmaznak a szokott andezites értékeknél, míg a kelet-mátraiak általában eredeti $SiO_2$-vel vagy kovasavcsökkenéssel szerepelnek.

*Kloritosodott piroxénandezit*

A hegység piroxénandezitjeinek egyik jellegzetes — bár nem nagyon gyakori — átalakulása a kloritosodás. Ennek során főleg a hipersztén kristályok különböző kloritváltozatokká alakulnak az eredeti ásvány Fe/Mg arányától függően. Az erős kloritosodást a kőzet zöldes árnyalata is jelzi. Az átalakulással együtt szericitesedés és agyagásványosodás is megfigyelhető, melyek ugyanazon hatásokra mentek végbe. Az átalakulás egyenlete:

$$3MgSiO_3 + 2H_2O = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + SiO_2$$

Ez azonban csak elméleti képlet, mivel az ortopiroxén csaknem mindig tartalmaz Fe-t, így az egyenlet az alábbiak szerint változik:

$$3(Fe, Mg)SiO_3 + 2H_2O = (Fe, Mg)_3Si_2O_5(OH)_4 + SiO_2$$

A kloritosodás tehát $SiO_2$-felszabadulással jár, ami azonban kedvező körülmények között eltávozhat a kőzetből, emiatt enyhe kovasavcsökkenés áll elő. Mivel ugyanazon kőzet teljesen üde és kloritos részéből petrokémiai vizsgálatokat nem végeztünk, a fenti folyamatot nem tudjuk adatokkal bizonyítani. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a különböző Fe/Mg arányú ortopiroxén elbontását bizonyítja az a tény, hogy a metszetekben klinoklor és pennin egyaránt előfordulhat. Az utóbbi élénkzöld színű, hipersztén utáni pszeudormorfózákban figyelhető meg.

Az Ágasvár 638 m-es déli csúcsáról származó kloritosodott piroxénandezit kémiai elemzését a 66. táblázat szemlélteti.

Amint az elemzés is mutatja, lényegesebb eltérés a $FeO/Fe_2O_3$-nál mutatkozik, ahol oxidációs jelleget sejthetünk. A $+H_2O$-tartalom növekedése agyagásványosodásra is jellemző lehetne, sőt a 21%-ot meghaladó $Al_2O_3$-tartalom azt mutatja, hogy a kőzetben a kloritosodás mellett lényeges agyagásványosodás is van.

*66. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 50,60 |
| $TiO_2$ | 0,96 |
| $Al_2O_3$ | 21,60 |
| $Fe_2O_3$ | 6,23 |
| FeO | 1,61 |
| MnO | — |
| MgO | 1,83 |
| CaO | 9,55 |
| $Na_2O$ | 2,58 |
| $K_2O$ | 1,75 |
| $+H_2O$ | 2,69 |
| $-H_2O$ | 0,59 |
| $CO_2$ | — |
| $P_2O_5$ | 0,70 |
| | 100,69 |

Elemző: SIMÓ B. 1959. MÁFI.

Az elemzésben szereplő kőzetmintán kívül számos helyen észleltünk kisebb fokú kloritosodást (XXVI. tábla 3.). Ezek közül legjellemzőbb volt a Galya-tetőtől keletre levő Fekete-tó körzete — ahol a kloritosodás csaknem a propilit-állapotig eljutott, és a viszonylag laza propilites anyagban jelentős pirittartalom is volt —, továbbá a nagylápafői kőfejtő, ahol szintén piritesedéssel jelentkezik a kloritosodás. Ugyancsak ilyen elváltozásokat találhatunk a Bagolykő mélyebb szintjein, és a Nagylápafő—Nagylipót körüli érckutató tárók egyes szakaszain. Az utóbbi lelőhelyeken a kőzetek a kloritosodás mellett hidrotermális telérekkel és azzal kapcsolatban regionálisan $SiO_2$-változatokat, agyagásványokat és piritet is tartalmaznak.

*Uralitosodott piroxénandezit*

Ennek a kőzettípusnak három lelőhelyét ismerjük a hegységben. Mindhárom a gyöngyösoroszi ércbánya területén vagy annak közvetlen szomszédságában van.

Az egyik a gyöngyösoroszi altáró szintjén a Bikkszél-táró elágazása közelében van. E kőzettípus az irodalomban kloritosodott andezit néven szerepel. A mikroszkópos vizsgálat szerint azonban hipersztén utáni — jól észlelhetően pleokróos — amfibolkristályokat tartalmaz.

Kisebb szakaszokban találtunk ilyen kőzeteket a bányabérci akna feltáró vágataiban, meglehetősen sok piritet és agyagásványt tartalmaz.

A Gyöngyösoroszi 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás a felső 50 m-es üde piroxénandezit után csaknem teljes hosszban uralitosodott andezitben haladt (elemzését l. a 67. táblázaton). A fúrás anyagát részletesen megvizsgáltuk. Mikroszkóp alatt megállapítható volt, hogy a kőzet szálikus elegyrészének zöme agyagásványosodott. A kőzet bontott, színes elegyrészeiben eredetileg hipersztén-fenokristályok voltak (ezt csak a formareliktumokból következtetjük). Az uralitosodott hipersztén kristályok pleokroizmusa világossárga és fakózöld között változik, tehát eltér a primér amfibolokétól. A kristályok mérete — a hiperszténnek megfelelően — 0,6—1,2 mm között változik (XXV. tábla 4.). Az átalakulási egyenlet az alábbi:

$$8MgSiO_3 + 2CaCO_3 + 4H_2O = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3Mg(OH)_2 + 2CO_2$$

Természetesen a fenti egyenlet a tremolit, vagyis a Mg-amfibol esetében adódik, de az Mg-t csaknem mindig helyettesíti részben vagy egészben a Fe, ezért az egyenlet annak megfelelően átalakítható:

$$8(Mg, Fe)SiO_3 + 2CaCO_3 + 4H_2O = Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3(Mg, Fe)(OH)_2 + 2CO_2$$

$3(Mg, Fe)(OH)_2$ beépülhet a kloritosodásba.

Minél magasabb a Fe-tartalom az amfibolban, annál erőteljesebb az ásvány pleokroizmusa és szabad szemmel annál sötétebb az ásvány színe. Esetünkben igen vasszegény uralitosodás zajlott le, feltehetően a teljes átalakulás előtt az ortopiroxénből a vastartalom egy része kioldódott.

A 67. táblázatban foglalt elemzési értékeket az üde andezitváltozatokkal összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy oxidáció helyett egy bizonyos mértékű redukciót kell feltételeznünk. A magasabb $+H_2O$-tartalom inkább a csatlakozó agyagásványosodás jele, és nem az uralitosodásé. Bár az utóbbi átalakulás is víztartalom-növekedéssel jár, de sokkal kisebb mértékben, mintsem azt a kémiai elemzések szemléltetni tudnák.

*Karbonátosodott piroxénandezit*

Kisebb-nagyobb mértékű karbonátosodás az egész hegységben észlelhető. Ebben az átalakulásban két folyamatot lehet nyomon követni. Az egyik a hidrotermális fázis kalcitos teléreinek kialakulása, ahol a karbonátosodás kisebb üregekben és repedések mentén az anyakőzetben is jelentkezik. Ebben az esetben a kalcium-karbonátot tartalmazó gőzök ascendens eredetűek és a mélyebb fekvőből származnak. A másik típusú karbonátosodás folyamatát tulajdonképpen az üde kőzetek Ca-földpát-fenokristályainak és mikrolitjainak, valamint Ca-piroxénjeinek lebontása jellemzi. A lebontások az alábbi egyenletek szerint mehetnek végbe:

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O + CO_2 = CaCO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$$

és

$$3CaMgSi_2O_6 + H_2O + 3CO_2 = Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2 + 2SiO_2 + 3CaCO_3,$$

*67. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 54,47 | 56,24 | 57,05 | 55,64 | 57,62 | 55,97 | 56,66 |
| $TiO_2$ | 0,95 | 0,90 | 0,99 | 0,84 | 1,02 | 0,84 | 0,92 |
| $Al_2O_3$ | 16,71 | 17,67 | 19,93 | 16,35 | 16,30 | 18,33 | 17,55 |
| $Fe_2O_3$ | 2,00 | 2,00 | 2,38 | 2,64 | 0,53 | 3,14 | 2,11 |
| FeO | 5,33 | 6,12 | 4,90 | 5,02 | 6,79 | 3,68 | 5,31 |
| MnO | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,13 |
| MgO | 2,54 | 4,06 | 2,15 | 3,81 | 3,42 | 3,93 | 3,32 |
| CaO | 8,30 | 6,70 | 6,53 | 8,48 | 7,95 | 8,48 | 7,74 |
| $Na_2O$ | 2,08 | 1,57 | 2,04 | 2,27 | 1,95 | 2,05 | 1,99 |
| $K_2O$ | 1,71 | 1,86 | 1,38 | 1,20 | 1,59 | 2,01 | 1,63 |
| $+H_2O$ | 2,50 | 1,57 | 2,10 | 2,45 | 1,56 | 0,49 | 1,78 |
| $-H_2O$ | 0,67 | 1,33 | 0,65 | 0,70 | 0,57 | 0,68 | 0,77 |
| $CO_2$ | 0,16 | 0,07 | 0,14 | 0,07 | 0,14 | 0,97 | 0,26 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,12 |
| | 100,67 | 100,36 | 100,48 | 99,71 | 99,71 | 100,83 | 100,29 |

1. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 78,0 m.
2. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 88,0 m.
3. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 100,0 m.
4. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 108,0 m.
5. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 151,2 m.
6. Gyöngyösoroszi 3. sz. f. 252,0 m.
7. Átlag az 1—6. sz. mintából.

Elemzők: JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1967. MÁFI.

tehát a kalcitosodás a földpátok lebontásakor kaolinit, vagyis agyagásvány, a diopszid vagy augit átalakulásakor kloritváltozatok keletkezésével jár. Az utóbbi esetben csaknem mindig vastartalmú piroxénnel kell számolni, mikor Fe-tartalmú kloritok is keletkeznek. A kémiai egyenletek is bizonyítják, hogy a kőzetek fémikus ásványainak átalakulásakor más eltérő folyamatok is lejátszódnak, egy-egy kőzet ismertetésénél ritkán találunk egyetlen átalakulási terméket, mindig komplex, egymást kísérő jelenségek figyelhetők meg.

A karbonátosodás jó példáját találjuk a Mátra-bérc északi lejtőjén és az északi előtér márgás üledékeibe nyomult kőzettelérek és extrúzív tömegek szegélyzónáiban. A Szuha község közelében levő Semereg-szoba nevű erdőrész elhagyott kőfejtőjében a viszonylag üdének látszó kőzet Ca-földpát-fenokristályai kalcitosodtak, emiatt a földpátváltozatokat nem lehet pontosan meghatározni. Az Ajnács-tető és közvetlen környéke részlegesen kalcitosodott földpátokat tartalmazó, helyenként amafitosnak látszó andezitből áll. Ez esetben a karbonátosodást környezeti hatásoknak tulajdoníthatjuk. Ezt bizonyítja az is, hogy ugyanazon helyeken a nagyobb kőzettömegek belsejében, tehát az érintkezési felületektől távolodva már nincs, vagy csak nyomokban található kalcit. Ilyen üde kőzetváltozat az elemzett 2. sz. minta is (l. 68. táblázatot).

Részlegesen karbonátosodott kőzeteket találtunk a gyöngyösoroszi ércbánya körül, a Kables-völgy elején, az Ezüstbánya-völgyben és a Gyöngyösoroszi II. altáró 35. méterében. Minden valószínűség szerint ezeken a lelőhelyeken a karbonátosodáshoz a regionális hidrotermális folyamatok is hozzájárultak. Az előbbiektől eltérően itt a karbonátosodás nemcsak a Ca-földpátok átalakulásában, hanem a kőzetek kilúgzásos üregeinek kalcittal való kitöl-

*68. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 58,99 | 59,05 | 58,96 | 55,54 | 51,90 | 53,87 | 56,38 |
| $TiO_2$ | 0,99 | 0,95 | 1,04 | 0,72 | 0,87 | 0,75 | 0,89 |
| $Al_2O_3$ | 16,33 | 18,52 | 16,22 | 18,08 | 21,96 | 19,70 | 18,47 |
| $Fe_2O_3$ | 2,45 | 4,06 | 3,38 | 3,97 | 3,00 | 1,55 | 3,07 |
| FeO | 4,04 | 1,98 | 3,87 | 3,81 | 3,95 | 5,89 | 3,92 |
| MnO | 0,10 | 0,10 | 0,17 | 0,31 | 0,14 | 0,14 | 0,16 |
| MgO | 1,91 | 1,01 | 1,14 | 2,88 | 2,18 | 3,85 | 2,16 |
| CaO | 6,56 | 6,55 | 7,08 | 6,75 | 10,54 | 8,04 | 7,59 |
| $Na_2O$ | 2,28 | 2,53 | 2,26 | 2,08 | 1,95 | 1,80 | 2,15 |
| $K_2O$ | 2,31 | 2,43 | 2,41 | 2,08 | 1,14 | 1,41 | 1,96 |
| $+H_2O$ | 1,44 | 1,10 | 1,24 | 2,93 | 1,45 | 1,93 | 1,68 |
| $-H_2O$ | 1,36 | 1,16 | 0,53 | 0,33 | 0,67 | 0,80 | 0,81 |
| $CO_2$ | 0,55 | nyom | 1,03 | 0,83 | 0,81 | 0,45 | 0,61 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,09 | 0,14 | 0,13 | 0,15 |
| | 99,48 | 99,62 | 99,50 | 100,40 | 100,70 | 100,31 | 100,00 |

1. Semereg-szoba, kőfejtő.
2. Ajnács-tetőtől délre 360,00 m.
3. Gyökeres-tetőtől DDNy-ra 550 m.
4. Gyöngyösoroszi II. altáró 35,00 m.
5. Kables-völgy alsó része.
6. Ezüstbánya-völgy alsó szakasza.
7. Átlag az 1—6. sz. mintából.

Elemzők: 1—3. Jankovits L.—Soha I.-né 1967. 4. Soha I.-né 1963. 5., 6. Jankovits L. 1968. MÁFI.

tésében is jelentkezik. Röntgenvizsgálattal ilyen karbonátos kőzetekben esetenként szideritet is találtak (MÁFI Rtg-csoport), ami az előbbi változatban még nem fordult elő.

A felsorolt területekről származó karbonátosodott piroxénandezit minták kémiai elemzését a 68. táblázat mutatja.

Feltűnő, hogy a márgás környezetben megszilárdult kőzettestek kémiai összetételében bizonyos fokú kovasav-növekedés állt elő, míg a másik csoportnál ez nem észlelhető. Feltehető, hogy a kovasav-növekedést az idézte elő, hogy a feltörő láva a karbonátos—homokos összletből kisebb mennyiséget felemésztett, asszimilált. Emellett szól az is, hogy egyes metszetekben 1—2 mm-es aleuritzárványokat is találtunk. A 4. sz. minta magas $+H_2O$-értéke erőteljes agyagásványosodást sejtet, ami a karbonátos átalakulás velejárója.

A karbonátosodott kőzetek átlagolásához (l. 68. táblázaton) hat elemzést vettünk alapul. Ezekből messzemenő következtetést nem tudunk levonni, mivel a Közép- és K-i Mátra karbonátos vulkanitjaiból nem készült elemzés. A kisebb fokú kovasav-növekedés még az átlagértékeknél is mutatkozott.

*Piritesedett piroxénandezit*

A hidrotermális elváltozások egyik velejárója a piritesedés, mely csaknem minden hidrotermálisan kovásodott és agyagásványosodott kőzetváltozatban kisebb-nagyobb mértékben előfordul. A piritkristályok általában hexaéderesek és legfeljebb 2 mm nagyságúak. A piritkristályokat tartalmazó kőzetek általában bontottak. Részletes vizsgálatokkal megállapítható, hogy e kőzetek ere-

detileg hiperszténandezites összetételűek. A szulfidásványokon kívül agyagásványosodott plagioklász-fenokristályokat és kloritosodott hiperszténeket lehet felismerni. Az alapanyag általában teljesen agyagásványosodott.

A Mátraszentimre 2. sz. földtani alapfúrás több szakaszban harántolt pirites ereket vagy pirithintést tartalmazó andezitet. Különösen erős volt a piritesedés a fúrás mélyebb szintjein, ahol produktív érces (szfalerites—galenites) teléreket is harántoltak. A teléreket tartalmazó szakaszok középszemcsés, részben halványzöld színű kloritos piroxénandezitek.

A másik — ugyancsak érces terület közelében ismert — pirites hipersztén-andezit a Nagylápafő közelében levő időszakos kőfejtőben látható. A fejtési falban néhány agyagásványos és kvarcos érces hasadék is megfigyelhető. Ugyancsak ezen a területen, a Nagylápafő—Nagylipót körzetében, majdnem minden kutató táró anyaga tartalmazott több-kevesebb piritet. A kőzetek itt is gyakran kloritosan vagy agyagásványosan bontottak. Itt mélyült a Parádsasvár 1. sz. érckutató fúrás, melynek anyaga csaknem teljes hosszában tartalmazott piritkristályokat.

Pirithintés volt megfigyelhető a Galya-tetőtől keletre levő Fekete-tó közelében, ahol egy kisebb suvadás teljesen piritesedett andezitet tárt fel. A propilites kőzetek tömege azonban alárendelt volt.

Pirites andezitváltozatokat a Közép- és Ny-i Mátra hidrotermális területein mindenhol találhatunk, de sehol sem éri el a gazdaságosság alsó határát, mivel a legnagyobb pirittartalom sem haladja meg az 5—7%-ot, még a bányabérci akna kloritosan kissé bontott érckísérő andezitjében sem. Gyenge piri-

*69. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 57,73 | 57,31 | 57,69 | 57,71 | 58,13 | 57,71 |
| $TiO_2$ | 0,84 | 1,06 | 0,82 | 0,71 | 0,42 | 0,77 |
| $Al_2O_3$ | 17,54 | 17,85 | 17,47 | 18,89 | 14,60 | 17,27 |
| $Fe_2O_3$ | 0,56 | 0,81 | 0,26 | 1,99 | 4,87 | 1,70 |
| FeO | 5,92 | 6,37 | 6,28 | 2,36 | 0,73 | 4,33 |
| MnO | 0,16 | 0,18 | 0,16 | 0,08 | 0,15 | 0,15 |
| MgO | 1,78 | 1,96 | 1,37 | 1,08 | 3,70 | 1,98 |
| CaO | 6,67 | 6,23 | 6,52 | 6,11 | 3,72 | 5,85 |
| $Na_2O$ | 2,04 | 2,74 | 2,28 | 3,75 | 2,58 | 2,68 |
| $K_2O$ | 2,40 | 1,98 | 2,31 | 1,58 | 3,64 | 2,38 |
| $+H_2O$ | 1,84 | 1,46 | 2,01 | 3,75 | 2,35 | 2,28 |
| $-H_2O$ | 0,24 | 0,33 | 0,10 | 0,35 | 0,64 | 0,33 |
| $CO_2$ | 1,75 | 1,18 | 1,97 | — | 2,38 | 1,46 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,17 | 0,19 | 1,62 | 0,08 | 0,45 |
| S | — | 0,34 | 0,89 | — | 2,85 | 0,82 |
| | 99,64 | 99,97 | 100,32 | 99,98 | 100,84 | 100,16 |

1. Mátraszentimre 2. sz. f. 917,0 m.
2. Mátraszentimre 2. sz. f. 1120,0 m.
3. Mátraszentimre 2. sz. f. 1163,8 m.
4. Nagylipót déli oldala, kőbánya.
5. Béke-ereszke alsó vége.
6. Átlag az 1—5. sz. mintából.

Elemzők: 1—3. Nemes L.-né—Soha I.-né 1966. 5. Emszt M.—Soha I.-né 1966. MÁFI; 4. Donáth É. 1950. JATE.

tesedés még ott is jelentkezhet, ahol produktív ércesedés nem fejlődött ki, így kevés piritszemcsét és -eret a Jobbágyi 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás anyagában is találtunk.

A pirites piroxénandezit minták kémiai elemzését a 69. táblázat szemlélteti.

Az elemzésekből látható, hogy a piritesedett kőzetek kovasavtartalma kissé növekszik, ami természetesen a környezet hidrotermális átalakulásának eredménye. E területeken az agyagásványosodás mellett kovásodás is ismert. Várható volt, hogy a mélyebb szintekből származó minták inkább redukciót, míg a felszínről vagy felszínközelből származók oxidációt mutatnak. A CaO-tartalom csökken, ami a plagioklász agyagásványosodásának velejárója. Figyelemre méltó az 5. sz. minta magasabb $K_2O$-tartalma. Ezt a későbbiekben tárgyalandó kálimetaszomatózisnak tulajdonítjuk.

*Kálimetaszomatizált piroxénandezit*

A hegység nyugati felében néhány ponton a szokásosnál magasabb $K_2O$-tartalmú kőzetváltozatot ismertünk meg. E kőzettípusokat a nyugat-mátrai hidrotermálisan átalakult kálitrachit átmeneti típusainak tekintjük, mivel a magasabb káliumtartalom ellenére sem mutatják az ismert kálitrachitfélék kőzettani jellegeit. Perlites alapszövet, szanidinkristályok például ezekben az átmeneti típusokban teljesen ismeretlenek. A felvételi munkát követő kőzettani vizsgálatok e kőzeteket egyértelműen andezitnek minősítették, csak kémiai elemzéseik (70. táblázat) mutattak alkáliagazdagságot.

A kőzettípus egyik lelőhelye Mátraszentistvántól északnyugatra van. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a részben hidrotermálisan elbontott kőzet plagioklász-fenokristályai szericitesedtek. Erekben és fészkekben másodlagos kvarcosodás észlelhető. A színes elegyrészeket opacitosodott hiperszténkristályok képviselik. Az átalakulás miatt ez utóbbiak 40—50%-a csaknem felismerhetetlen.

Ugyanez a kőzettípus került ki a Hasznos 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 90,0. méteréből. A fúrás viszonylag üde állapotú, sötétszürke kőzetet harántolt, mely mikroszkópos vizsgálat szerint egyértelműen piroxénszegény andezitnek bizonyult. A későbbiekben elkészített kémiai elemzés 0,56% $Na_2O$ mellett 4,23% $K_2O$-tartalmat jelzett (l. 70. táblázat). Ebből arra következtettünk, hogy a kőzetben eddig ismeretlen átalakulás indult meg. A fúrás a Mátrakeresztestől délkeletre levő Keresztes-bércen mélyült, e területen gyakrabban találunk kálitrachit-változatokat is.

A legnagyobb káligazdag összletet a Széleskő-völgyben mélyült Jobbágyi 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás harántolta, 40—170 m között, enyhén bontott, helyenként pirithintéses kőzet formájában. A kőzet mikroszkóp alatt csaknem holokristályos. Kristályainak zöme azonban 1 mm alatti. A viszonylagos apró fenokristályok között szanidint nem találtunk. Színes elegyrészei közül egy-két hipersztén említhető, ezek kissé opacitosodtak.

A bontott piroxénandezit minták kémiai elemzését l. a 70. táblázaton.

Az átmeneti kőzetváltozatok gyenge hidrotermális kovásodást szenvedtek, bár mikroszkóp alatt csak esetenként lehet megfigyelni kvarckristályokat. A 2. sz. mintánál kovasavcsökkenés és magas MgO-tartalom figyelhető meg, utóbbi ásványa mikroszkóppal nem mutatható ki. Az elemzésekben a CaO-tartalom erősen csökken és a $K_2O$-tartalom emelkedik, ami a kálimetaszomatikus átalakulást igazolja. Ásványtanilag a plagioklászfenokristályok szericitesedése nehezen határozható meg, de az egyes üdébb kristályok oligoklászos jellege valószínűsíthető. A kőzet magas $CO_2$-ja karbonátosodást jelez, de a CaO kevés a $CO_2$ lekötéséhez, ezért esetleg sziderit is valószínűsíthető.

*70. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 65,46 | 48,06 | 60,00 | 59,47 | 57,64 | 59,32 | 56,77 | 58,10 |
| $TiO_2$ | 0,94 | 0,69 | 0,77 | 0,72 | 0,69 | 0,72 | 0,49 | 0,72 |
| $Al_2O_3$ | 15,41 | 17,66 | 15,96 | 17,29 | 17,20 | 16,12 | 18,36 | 16,86 |
| $Fe_2O_3$ | 3,34 | 5,15 | 3,95 | 1,49 | 0,67 | 2,62 | 1,17 | 2,63 |
| FeO | 0,28 | 0,65 | 2,92 | 3,91 | 5,19 | 4,11 | 4,75 | 3,12 |
| MnO | 0,01 | 0,36 | 0,21 | 0,16 | 0,25 | 0,22 | 0,21 | 0,20 |
| MgO | 0,34 | 5,08 | 1,05 | 1,41 | 0,39 | 0,83 | 0,89 | 1,43 |
| CaO | 1,26 | 7,06 | 5,18 | 5,69 | 5,55 | 4,47 | 4,97 | 4,88 |
| $Na_2O$ | 1,59 | 0,56 | 3,11 | 3,06 | 2,95 | 3,07 | 2,82 | 2,45 |
| $K_2O$ | 5,68 | 4,23 | 4,56 | 3,87 | 4,38 | 4,32 | 3,93 | 4,43 |
| $+H_2O$ | 3,13 | 1,39 | 1,21 | 1,03 | 1,13 | 0,88 | 2,72 | 1,64 |
| $-H_2O$ | 2,06 | 1,24 | 1,35 | 1,14 | 0,78 | 0,52 | 0,85 | 1,13 |
| $CO_2$ | nyom | 7,33 | 0,17 | 0,60 | 3,63 | 2,85 | 1,60 | 2,31 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,12 | 0,27 | 0,26 | 0,24 | 0,24 | 0,25 | 0,22 |
| | 99,65 | 99,58 | 100,71 | 100,10 | 100,69 | 100,29 | 99,78 | 100,12 |

1. Mátraszentistvántól északnyugatra.
2. Hasznos 2. sz. f. 90,00 m.
3. Jobbágyi 1. sz. f. 49,60 m.
4. Jobbágyi 1. sz. f. 76,00 m.
5. Jobbágyi 1. sz. f. 120,60 m.
6. Jobbágyi 1. sz. f. 123,50 m.
7. Jobbágyi 1. sz. f. 164,80 m.
8. Átlag az 1—7. sz. minta alapján.

Elemzők: 1. GUZY K.-NÉ 1966. 2. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1967. 3., 5—7. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. 4. JANKOVITS L. 1965. MÁFI.

Az eredetileg andezites összetételű kőzetek savanyú vulkanitokká váltak. Ez a besorolás is bizonyítja, hogy a RITTMANN-féle kőzetkémiai rendszer kizárólag az üde állapotú kőzetekre alkalmazható.

*Biotitos piroxénandezit*

A hegység részletes térképezése közben három, egymástól nagyobb távolságra levő lelőhelyen találtunk olyan piroxénandezit-változatot, melyben kisebb mennyiségű biotit növelte a színes elegyrészek mennyiségét. Az egyik lelőhelyet már a századfordulón is ismerték a hegységet vizsgáló kutatók. Gyöngyöstarjántól északra egy viszonylag lankás bércet alkot ez a kőzetváltozat. A területet utólag patakerózió szeldelte fel. A kőzetösszletet a Gyöngyöstarján 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás több mint 100 m-es vastagságban harántolta. Az összlet fekvőjében a hegységben több helyen ismert savanyú piroklasztikum van. A biotitos piroxénandezit vastagpados, színe üde állapotban sötétszürke és szabad szemmel alig tér el az üde augitos vagy hipersztént andezitektől. Nagyobb feltárása a Füledugó-szikla kőfejtője, ahol a viszonylag üde állapotú, vastagpados andezitet időszakonként termelik. Felszínen még számos környékbeli feltárásból ismerjük, többek között a Bólya-tetőn és a Hagymás-patak völgyében. Ez utóbbi helyeken már részleges fumarolás átalakulás észlelhető, ami a színes ásványok opacitosodásában jelentkezik. Mikroszkópos vizsgálatok szerint az üde állapotú kőzet szövete pilotaxitos, átlagosan 70 $\mu$ körüli földpátlécekkel és kevés magnetittel. Leggyakoribb

fenokristálya az ikerlemezes, ritkábban zónás, andezines és labradoritos összetételű plagioklász. Régebben oligoklászt is említettek belőle. A földpátfenokristályok mérete átlagosan 1,2—1,5 mm között változik. Néhány fenokristályban alapanyagzárványokat figyeltünk meg. A színes elegyrészeket gyengén opacitosodott hipersztén és augit mellett primér eredetű biotit képviseli. A biotitlemezekben néha kisebb földpátzárványokat lehet találni. Megfigyeléseink szerint a biotit nem a piroxénkristályok átalakulásából, hanem a láva kihűlése folyamán keletkezett.

A másik biotitos piroxénandezit lelőhely a Galya-tetőtől délre levő bérc, ahol a kissé bontott, barnásszürke alapszínű kőzetben az 1958. évi térképezés során szintén primér keletkezésű biotitlemezeket találtunk. A biotiton kívül jelentős szerepet játszik az ikerlemezes és zónás labradoritos plagioklász, valamint az augit és hipersztén. Az augit gyakran ikerlemezes.

A harmadik előfordulás a Mátraszentlászlótól északra levő Vöröskő körzete, ahol a kőzet megjelenése azonos a galyaival.

A biotitos piroxénandezit minták elemzését l. a 71. táblázaton.

*71. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 59,82 | 53,62 | 55,92 | 54,18 | 55,88 |
| $TiO_2$ | 0,91 | 1,03 | 1,12 | 1,08 | 1,03 |
| $Al_2O_3$ | 17,32 | 17,86 | 17,98 | 18,59 | 17,94 |
| $Fe_2O_3$ | 4,76 | 6,43 | 4,13 | 3,19 | 4,63 |
| FeO | 1,88 | 2,43 | 3,74 | 4,53 | 3,17 |
| MnO | 0,14 | 0,14 | 0,09 | 0,10 | 0,12 |
| MgO | 0,76 | 3,15 | 2,46 | 2,26 | 2,16 |
| CaO | 4,60 | 8,90 | 8,27 | 10,61 | 8,10 |
| $Na_2O$ | 2,18 | 2,28 | 2,55 | 2,69 | 2,42 |
| $K_2O$ | 2,87 | 1,50 | 1,61 | 1,43 | 1,85 |
| $+H_2O$ | 2,83 | 1,22 | 1,16 | 1,34 | 1,64 |
| $-H_2O$ | 1,32 | 1,02 | 0,69 | 0,41 | 0,86 |
| $CO_2$ | nyom | — | — | 0,01 | — |
| $P_2O_5$ | 0,20 | 0,11 | 0,14 | 0,13 | 0,15 |
| | 99,59 | 99,69 | 99,86 | 100,55 | 99,95 |
| $O_{Fe}$ | 5,1 | 5,3 | 2,2 | 1,4 | |

1. Vereskőtől északkeletre, Mátraszentlászló közelében.
2. Havas-alja 292,1 m. p. közelében.
3. Havas-hegy 340,6 m. p.-től északkeletre 350 m.
4. Havas-alja 311,0 m. p.-nál.
5. Átlag az 1—4. sz. minta alapján.

Elemzők: JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1967. MÁFI.

Az elemzéseket vizsgálva azt látjuk, hogy az 1. sz. minta gyengén kovásodott. A kőzetcsoportnál kisebb fokú oxidáció majdnem mindig észlelhető, ezt az $O_{Fe}$-érték is mutatja. Az 1. sz. mintából az MgO részben kilúgzódott, valószínűleg gyenge hidrotermális átalakulás következtében. Az 1. sz. minta CaO-ja is lecsökkent, míg a $+H_2O$ növekedett, ami agyagásványosodásra vall. Ez mind a négy mintában feltételezhető, de csak az elsőben ért el nagyobb mértéket.

*Biotitosodott piroxénandezit*

„Biotitosodott" jelzővel azt az előbbiektől eltérő kőzetváltozatot jelöljük, melyben a biotit másodlagos és legtöbbször a piroxének szegélyi átalakulásából vezethető le.

Ilyen kőzetek kerültek elő a Sár-hegy egyik kontakt érintkezésén, ahol az izzó láva nedves piroklasztikummal érintkezett. A piroklasztikumon kontakt jellegek, míg az andezitben finomlemezes biotitkezdemények figyelhetők meg.

Hasonló finomlemezes biotitfoszlányokat határoztunk meg a K-i Mátrában a Kisnánától északkeletre levő Hátsó-Tarnóca-i ideiglenes kőfejtő mintáiban, ahol a másodlagos biotitlemezek tridimittel együtt foglalnak helyet a kőzetüregekben.

Hasonló másodlagos biotitosodást egy-egy esetben más lelőhelyekről is említettek, de ezek nagyon alárendeltek, és csak a teljesség kedvéért tekintettük külön kőzetváltozatnak.

* * *

*72. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 56,48 |
| $TiO_2$ | 0,84 |
| $Al_2O_3$ | 18,30 |
| $Fe_2O_3$ | 3,99 |
| FeO | 3,16 |
| MnO | 0,15 |
| MgO | 2,03 |
| CaO | 6,89 |
| $Na_2O$ | 2,44 |
| $K_2O$ | 2,11 |
| $+H_2O$ | 2,12 |
| $-H_2O$ | 0,98 |
| $CO_2$ | 0,37 |
| $P_2O_5$ | 0,24 |
| S | 0,06 |
| | 100,16 |

A *középszemcsés kőzettartomány átlagos kémiai és ásványos összetételét* (162 minta átlagából számolva l. a 72. táblázaton) az előzőekben tárgyalt másodlagos elváltozások erősen megváltoztatták. Kétségtelen azonban, hogy az átlagértékek a legjobb megközelítést adják e nagy tömeget képviselő kőzetváltozatokhoz.

Az átlagelemzést a DALY-féle átlaggal összehasonlítva azt látjuk, hogy az az „augitandezit"-hez áll legközelebb, de $SiO_2$-ben, MgO-ban, $Na_2O$-ban és $K_2O$-ban szegényebb, $Al_2O_3$-ban, CaO-ban valamivel gazdagabb változatot képvisel. Ezek az eltérések azonban nem olyan lényegesek és kizárólag a másodlagos elváltozásoknak tulajdoníthatók.

### *3. Durvaszemcsés kőzetváltozatok*

A hegység felépítésében résztvevő kőzetek harmadik csoportja a durvaszemcsés piroxénandezit és annak másodlagosan átalakult változatai. Meghatározásában a fenokristályok nagyságát vettük alapul, és a középszemcsés kőzetek felé a határt a 2,5 mm-nél vontuk meg. A fenokristályok méretének felső határa 5—6 mm, ritkábban 8 mm.

A durvaszemcsés kőzetek kisebb lávaár-részletekben jelentkeznek. Keletkezésüknél sokáig a láva lassú kihűlését tekintették döntőnek. Esetünkben a láva már kiömlésekor tartalmazta a jelenlegi fenokristályokat és viszkozitása nagyobb volt. Ez utóbbi feltevést valószínűsíti, hogy a lassú kihűlés az alapanyag holokristályosodását is előidézné, míg a mátrai esetben inkább a pilotaxitos vagy néha hialopilites alapanyagban foglalnak helyet a több milliméteres — legtöbbször plagioklász — fenokristályok.

A kőzetcsoportot kifejlődés és másodlagos elváltozás szerint öt alcsoportba (1. üde, 2. hólyagos, 3. mandulaköves, 4. fumarolásan oxidált, 5. karbonátosodott piroxénandezit) osztottuk, melyek között ez esetben is előfordulhat komplex elváltozás, vagyis a hólyagos megjelenésű kőzet fumarolásan oxidálódhatott is stb.

*Üde piroxénandezit*

Az üde, durvaszemcsés piroxénandezit legismertebb lelőhelye a jobbágyi Nagyhársas magasabb szintje, ahol a középszürke színű kőzetben 3—5 mm-es plagioklász látható. Hasonlók a jobbágyi kőfejtőkben is előfordulnak (XXIX. tábla 2—4.).

Hasonló kőzetet tárt fel a Hársas-patak egyik bal oldali vízmosása, ahol a környezet részlegesen agyagásványosodott. Mikroszkópos vizsgálat szerint a pilotaxitos szövetű kőzet ikerlemezes plagioklászkristályai alapanyagzárványosak. A zárványos rész néha a kristály 20—30%-a.

Hasonló megjelenésű kőzeteket találunk a széleskői kőfejtőben, a jobbágyi Nagyhársastól délre levő Somlyó kőfejtőinek agglomerátumában, ahol a bombák agyagásványosodottak (XXXII. tábla 1—2.). Megemlítendő, hogy a színes elegyrészek sohasem érik el a földpátok méretét, általában a szokott 1,5—1,8 mm körül maradnak.

A Közép-Mátrában a Nagyhenc körzetében szintén ismerünk olyan kőzetváltozatot, melynek fenokristályai meghaladják a 3 mm-t. Mikroszkópos vizsgálatok szerint a földpátkristályok e helyen kevésbé alapanyagzárványosak, mint az előbbi előfordulásokon. Színes elegyrészei: enyhe opacitos szegélyt viselő bronzit, hipersztén és egy-két augit.

A gyöngyösi Sár-hegy egyik feltárásában levő cementált breccsa kőzettörmelékei között igen sok durvaszemcsés van, de ezek származási helyét nem lehetett megállapítani, mivel a környezet andezitjei középszemcsések vagy annak átalakult változatai. A kőzet plagioklász-fenokristályai ikerlemezesek, esetenként meghaladják a 4 mm-t. A színes elegyrészeket főleg 1,5 mm körüli méretű, gyengén opacitos hipersztén képviseli.

Rózsaszentmárton közelében a Tarcod-tető egyik elhagyott kőfejtőjében és a tetőn szálban állóan csaknem holokristályos alapanyagú, durvaszemcsés andezit található (XXIV. tábla 3., 4.). A kristályok zöme apró plagioklász-táblákból és -lécekből áll, de ezek is elérik a 150—200 $\mu$-t. A plagioklász-fenokristályok ikerlemezesek és zónásak. Színes elegyrészei alárendeltek, esetenként karbonátosodtak (XXXIV. tábla 1—2.).

A fentieken kívül, főleg törmelékben, még több lelőhelyen találhatunk durvaszemcsés kőzeteket, de azok eredete ismeretlen.

A piroxénandezit minták kémiai elemzését l. a 73. táblázaton.

*73. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 57,87 | 62,54 |
| $TiO_2$ | 0,83 | 0,32 |
| $Al_2O_3$ | 17,95 | 17,49 |
| $Fe_2O_3$ | 3,53 | 2,94 |
| $FeO$ | 3,39 | 2,27 |
| $MnO$ | 0,13 | 0,19 |
| $MgO$ | 3,51 | 1,93 |
| $CaO$ | 6,33 | 5,08 |
| $Na_2O$ | 2,16 | 2,98 |
| $K_2O$ | 1,92 | 2,88 |
| $+H_2O$ | 1,82 | 1,53 |
| $-H_2O$ | 0,40 | 0,32 |
| $CO_2$ | nyom | 0 |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,12 |
| | 99,87 | 100,59 |
| $O_{Fe}$ | 2,1 | 2,6 |

1. Nagyhenc, 633,4 m-es m. p.
2. Pipis-hegy északnyugati oldala.

Elemzők: 1. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965.
2. EMSZT M. 1963. MÁFI.

A 2. sz. minta jelentős kovásodást mutat, ez esetleg kapcsolatba hozható az előfordulás közelében lejátszódó erőteljes fumarolás kovásodással, melynek eredménye a Bábakő is. Az oxidáció szabad szemmel nem nagyon észlelhető, de a kémiai elemzés jól mutatja, hogy az átalakulás megindult. Feltűnő az 1. sz.

minta viszonylag magas MgO-tartalma, ami ebben az esetben mikroszkóposan is észlelhető piroxéngazdagságot bizonyít. A CaO-értékek alacsonyabbak, mint azt az üde kőzeteknél várhatnánk. A $+H_2O$-értékek közepesek, ennek ellenére bizonyítható, hogy a minták anyaga már részleges szericitesedést, sőt kezdeti agyagásványosodást szenvedett.

*Hólyagos piroxénandezit*

Az előbbi kőzetcsoport egyik változata, genetikája és megjelenése azonos a finomabb szemnagyságú kőzetcsoportoknál leírtakkal.

Ilyen hólyagos, durvaszemcsés andezitváltozatokat találtunk a jobbágyi Nagyhársas nyugati és déli oldalán, valamint a Kolin-völgy felső szakaszán (XXIX. tábla 1.). A kőzetek viszonylag üdék, alapszínük szürke. A Nagyhársas délkeleti lábánál, a szűcsi borházaktól északnyugatra, a Hársas-patak völgyében szintén megtalálhatjuk ezeket a kőzetváltozatokat, legtöbbször csak törmelékben. Hólyagos és durvaszemcsés kőzet található még az apci Kopaszhegy és Somlyó-hegy kisebb elhagyott kőfejtőinek agglomerátumában (XXIV. tábla 2., XXXIV. tábla 4.). E helyeken azonban az eredetinél erőteljesebben szericitesedtek és agyagásványosodtak. Színes elegyrész ebben a kőzetváltozatban is viszonylag kevés van (XXIV. tábla 1.).

A hólyagos és durvaszemcsés kőzetek egy másik csoportja, amikor az üregek másodlagosan, főleg fumarolás gőzök hatására történt kilúgzással keletkeznek. A folyamat — megfigyeléseink szerint — először a földpát-fenokristályok lebontásával kezdődik, és az üregek falának hematitos bekérgezésével fejeződik be. Ilyen vörhenyes színű, üreges szerkezetű, durvaszemcsés kőzeteket találtunk a Közép-Mátrában az Asztagkőtől északra húzódó gerincen, az Üstök-

*74. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,93 | 55,68 | 57,70 | 55,97 | 53,70 | 58,29 |
| $TiO_2$ | 0,51 | 0,74 | 0,82 | 1,29 | 0,82 | 0,54 |
| $Al_2O_3$ | 17,99 | 18,18 | 17,46 | 16,99 | 19,52 | 19,16 |
| $Fe_2O_3$ | 2,73 | 3,05 | 2,03 | 4,91 | 6,65 | 2,95 |
| FeO | 3,87 | 3,95 | 4,54 | 3,34 | 0,98 | 2,55 |
| MnO | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,11 | 0,10 | 0,05 |
| MgO | 3,67 | 3,71 | 3,55 | 2,68 | 1,47 | 1,29 |
| CaO | 6,97 | 7,39 | 7,51 | 7,64 | 8,44 | 7,44 |
| $Na_2O$ | 2,18 | 2,29 | 2,46 | 2,37 | 2,55 | 2,91 |
| $K_2O$ | 1,96 | 1,99 | 2,02 | 1,83 | 1,62 | 1,83 |
| $+H_2O$ | 1,38 | 1,33 | 1,75 | 1,65 | 1,77 | 2,29 |
| $-H_2O$ | 2,06 | 1,44 | 0,30 | 0,86 | 1,94 | 0,54 |
| $CO_2$ | 0,17 | 0,04 | nyom | nyom | nyom | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,10 | 0,11 | 0,18 | 0,16 | 0,13 |
| | 100,64 | 99,98 | 100,37 | 99,82 | 99,72 | 99,97 |

1. Szén-patak völgye, Durits-kőbánya.
2. Szén-patak völgye, Durits-kőbánya.
3. Üstökfő-tetőtől délkeletre.
4. Nagyhársas délkeleti lejtő, Hársas-patak felső része.
5. Nagyhársas délkeleti lejtő, Hársas-patak forrásvidéke.
6. Havas-alja, 272 m-es m. p.-tól délkeletre.

Elemzők: 1. TOLNAY V. 1961. 2., 3. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. 4—6. JANKOVITS L. 1966. MÁFI.

fő alacsonyabb lejtőin és a Nagyhenc körül. Mikroszkóposan ennek a hólyagos, illetve üreges kőzetnek az ásványos összetétele csak annyiban tér el a megszokott durvaszemcsés kőzetekétől, hogy földpát-fenokristályai erősebben bontottak. A fenokristályok nagysága az üregek után ítélve elérte a 3—4 mm-t. A színes elegyrészeket itt is hipersztén (opacitos koszorúval), elvétve augit képviseli. Az opacitos szegély esetenként kezdődő kloritosodást mutat.

A durvaszemcsés, hólyagos piroxénandezit minták kémiai elemzését a 74. táblázat szemlélteti.

Az elemzésekből megállapítható, hogy a részleges átalakulás során egyes minták (3. és 6. sz. minta) kezdődő kovásodást mutatnak. Az oxidációs átalakulás csaknem minden mintában megindult, de legerősebb az 5. sz. mintában, ahol az összvastartalom több mint 87%-át a $Fe_2O_3$ adja, utána a 4. sz. minta következik, amelyben a vasmegoszlás: $Fe_2O_3/FeO = 60/40$. A közép-mátrai minták magasabb MgO-tartalmúak, ami a nagyobb piroxéntartalomnak tulajdonítható. A részleges elbontásra vall, hogy az elemzések $+H_2O$-tartalma 1,33 és 2,29% között változik, míg a teljesen üde kőzetek kötöttvíztartalma csak ritkán haladja meg az 1%-ot.

*Mandulaköves piroxénandezit*

A durvaszemcsés kőzetcsoport harmadik típusa a mandulaköves piroxénandezit, ami azonban viszonylag nagyobb szemcsézete ellenére sem tekinthető külön kőzettípusnak, mert csak a középszemcsés kőzetcsoport hasonnevű változatának szegélyi kifejlődése, ahol a kőzet földpát-fenokristályai meghaladják a 3 mm-t. A középszemcsés változattal egy előforduláson, a szurdokpüspöki kovaföldbányától északra levő vízmosás-rendszerben bukkan a felszínre lokálisan. Feltehető azonban, hogy az eltérő szemcsézettségű kőzetek két egymást követő kisebb vízbe ömlő lávafolyás termékei.

A kőzet mandulaüregei a már említett középszemcsés változatokéval azonos nagyságúak. Az üregek kitöltése legtöbbször kalcit és ritkábban kalcedon. A kalcedonos vagy kalcitos kitöltés és az üreg fala között gyakran limonitkéreg van, vagyis a kőzet eredetileg hólyagos volt — limonitos bekérgezéssel —, üregei később kitöltődtek. A másodlagos elbontás általában gyenge, emiatt egyes mintákra alkalmanként használjuk a karbonátos vagy limonitos megjelölést.

*Fumarolásan oxidált piroxénandezit*

A kőzetcsoport valamivel gyakoribb tagja a fumarolás gőzök által oxidált, hematitosodott piroxénandezit, amelyben a kissé bontott plagioklász-fenokristályokat szabad szemmel is jól felismerhetjük. A színes elegyrészek szabad szemmel nehezen ismerhetők fel, mivel a piroxén-fenokristályok igen gyakran opacitosan, sőt hematitosan elszíneződnek, ezért néhány fenokristály a kőzetben sötétvörösen jelentkezik. Ezek egyaránt lehetnek hipersztén- vagy augitkristályok is. Az oxidáció következtében az alapanyag is jellegzetes vörhenyes színűvé válik.

Ebbe a csoportba sorolható legjellegzetesebb oxidált kőzettöredékeket a jobbágyi Nagyhársas nyugati oldalán, a Somlyó délnyugati oldalán levő kőfejtőkben és az apci Kopasz-hegy feltárásaiban levő agglomerátumban ismertük fel. A kőzettípust agglomerátum bombái reprezentálják, melyeket az explózió egy mélyebb lávaszint anyagából tépett fel.

A gyöngyösi Sár-hegytől északra levő Pipis-hegy nyugati oldalán durvaszemcsés kőzettöredékeket lehet gyűjteni a breccsából vagy a hegy nyugati

oldalán levő sziklaroncsokból. A vörhenyes alapszínű kőzetben földpát-fenokristályok foglalnak helyet.

A fenti előfordulásokon kívül egy-két fúrásban is találtunk alárendelten durvaszemcsés kifejlődésű kőzeteket.

A piroxénandezit kőzettípus mintáinak elemzését a 75. táblázat szemlélteti.

Az elemzések szerint a 2. sz. minta részlegesen kovásodott, majd agyagásványosodott, utóbbit igazolja a feltűnően magas $+H_2O$-tartalom. Az elemzett minták erősen oxidáltak, ebből adódóan az összvastartalom nagyobb részét mindig a $Fe_2O_3$ adja. Az agyagásványosodott mintában erősen lecsökkent a CaO-tartalom, a lebontás során ui. a Ca-földpátok nagyobb része nem alakult át kalcittá, hanem kioldódott.

*Karbonátos piroxénandezit*

A durvaszemcsés piroxénandezit egyik átalakult, kalcitosodott plagioklászt tartalmazó változata. Gyakran megfigyelhető, hogy egy-egy nagyobb Ca-földpát-fenokristály belsejét kalcit tölti ki annak ellenére, hogy a környezetben agyagásványosodás alig észlelhető. A kőzetváltozatot több helyen megtaláltuk, de a karbonátosodás mértéke eltérő volt.

Ilyen típusú kőzeteket találhatunk pl. a Rózsaszentmártontól ÉÉNy-ra levő Tarcod-tető elhagyott kőfejtőiben, ahol a kőzetek mikroholokristályosnak mondhatók. A kristályok mérete átlagosan 200 $\mu$ körüli. Nagyobb fenokristályt csak szórványosan tartalmaz (XXXIV. tábla 3.). A színes elegyrészek limonitosan elszínezett koszorút viselnek vagy esetenként karbonátosodtak. A Tarcod-tető délkeleti oldalán levő pincesor egyik kisebb feltárásából származó mintában néhány kisebb kvarckristály is van, bár hidrotermális kovásodás a felszínen nem mutatható ki.

*75. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 54,12 | 57,81 |
| $TiO_2$ | 0,89 | 0,39 |
| $Al_2O_3$ | 22,34 | 19,15 |
| $Fe_2O_3$ | 2,98 | 4,04 |
| FeO | 1,96 | 1,71 |
| MnO | 0,02 | 0,15 |
| MgO | 1,06 | 1,74 |
| CaO | 9,12 | 4,52 |
| $Na_2O$ | 2,60 | 2,02 |
| $K_2O$ | 2,19 | 2,19 |
| $+H_2O$ | 1,84 | 4,92 |
| $-H_2O$ | 0,50 | 1,48 |
| $CO_2$ | 0,03 | 0 |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,09 |
| | 99,75 | 100,21 |

1. Monostor-patak felső szakaszának nyugati oldala.
2. Pipis-hegy nyugati oldal, sziklaroncsok.

Elemzők: 1. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ 1965. 2. EMSZT M. 1963. MÁFI.

*76. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 61,91 | 56,70 | 56,96 |
| $TiO_2$ | 0,64 | 0,85 | 0,85 |
| $Al_2O_3$ | 17,07 | 20,24 | 18,12 |
| $Fe_2O_3$ | 1,83 | 0,35 | 2,34 |
| FeO | 2,74 | 5,24 | 4,64 |
| MnO | 0,13 | 0,15 | 0,11 |
| MgO | 1,37 | 3,02 | 2,58 |
| CaO | 6,16 | 7,36 | 7,34 |
| $Na_2O$ | 2,91 | 2,41 | 2,81 |
| $K_2O$ | 2,60 | 1,71 | 1,94 |
| $+H_2O$ | 1,58 | 1,35 | 1,54 |
| $-H_2O$ | 0,84 | 0,46 | 0,36 |
| $CO_2$ | 0,36 | 0,21 | 0,25 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,12 | 0,23 |
| | 100,29 | 100,17 | 100,07 |

1. Rózsaszentmártoni pincesor, a Tarcod-tető délkeleti oldalán.
2. Tarcod-tető délkeleti orom.
3. Gyöngyöspata, Hatvani úti dűlő.

Elemző: JANKOVITS L. 1., 2. 1964; 3. 1966. MÁFI.

A fentiekhez hasonló, de mikroszkóposan pilotaxitos porfíros szövetű kőzeteket találtunk a Gyöngyöspata községtől délre levő Hatvani úti dűlőben egy kisebb felszíni kibúvásban. Az andezitroncsot egyik oldalról lumasellás parti üledék övezi, ami a Mátra vidéki pannóniai üledékes képződmények között különleges fácies ként szerepel. A kőzetben lényegesebb elváltozást nem találtunk. Ásványai ikerlemezes plagioklász- és augit-fenokristályok. Az augitkristályok kissé karbonátosodtak. Szövete pilotaxitos.

A karbonátosodott piroxénandezit minták elemzési adatait l. a 76. táblázaton.

Az elemzések gyenge kovasav-növekedést mutatnak. Az $SiO_2$ átlagánál nagyobb koncentrációja az 1. sz. minta kvarctartalmában is kifejezésre jut. A másik két minta feltehetően a részleges agyagásványosodás során vált kovásabbá. Az alacsony $CO_2$-tartalom csak részben bizonyítja a karbonátosodást, bár a csiszolatokban a kalcit néha felismerhető.

### *4. Vulkáni törmelékes kőzetek*

Ezen kőzettípus kifejlődése nagyon változatos. Hozzávetőleges számítások szerint a hegység felépítésében a törmelékes képződmények részaránya 38—40%. A vastagsági értékek nagyon ingadoznak, vannak 100 m-t elérő felhalmozódások, de találhatunk néhány centiméteres közbetelepüléseket is.

A piroklasztikum hegységbeli azonosítása nehéz, mivel egyetlen explóziós központ váltakozó intenzitású kitörései is eltérő törmelékfelhalmozódást eredményezhetnek. A piroklasztikum kifejlődését, szerkezetét az explóziós krátertől való távolság is befolyásolja. Számos megfigyelés bizonyítja, hogy csak néhány száz méter sugarú az a körzet, ahol egy explóziós kráter körül negyed köbmétert meghaladó kőzettömböket találhatunk. Kétségtelen tehát, hogy a krátertől való távolság függvényében állandóan csökken a kiszórt vagy kidobott kőzetdarabok mérete. Figyelembe kell azonban venni, hogy a kidobott kőzettömbök bizonyos esetekben tovább szállítódnak. A szállításnak három módját kell feltételeznünk. Leggyakoribb, amikor a viszonylag meredek vulkáni lejtőn a kidobott kőzettömb legördül, ilyenkor a lejtő lábánál halmozódik fel. A Stromboli Sciara Fuoco nevű lejtőjének előterében pl. fél köbméteres salakos vagy tömött kőzettömbök is halmozódtak fel a tengerparton. A Mátra hegységben hasonló eredetűnek tekintettük a jobbágyi Nagyhársas nyugati és északnyugati lábánál ismert igen durva agglomerátumot.

A másik szállítási lehetőség, amikor a kőzettömböket a hegyoldalról meginduló törmeléklavina (avalanche), lahar vagy iszapfolyás (mudflow) szállítja néha jelentős távolságokra. Ilyenkor a szállított törmelék elrendeződésében semmi osztályozottság nincs, a diónyi kőzettöredékek szeszélyesen keverednek a köbmétert is elérő tömbökkel. Vizsgálataink során hasonló kifejlődésűnek vettük a Markaz községtől északra levő hegylejtő vízmosásokkal felszeldelt, vegyes kőzettömböket és -töredékeket tartalmazó agglomerátumát, ahol esetenként a felhalmozott tömegben utólagos exhalációs folyamatok nyomai is fellelhetők.

A lahar-tevékenységhez hasonló mechanizmussal megy végbe az izzó gázok (hot blast vagy nuée ardente) okozta szállítás is, ahol azonban a nagyobb tömbök előbb elmaradnak és csak a finomabb frakció szállítódik nagyobb távolságokra. Ilyen volt a Mount Pelée 1902. évi és a Lassen Peak 1915. évi tevékenységekor. Izzó gázos tevékenységre valló nyomokat a hegységben — az andezites összetételen belül — nem azonosítottunk.

A vulkáni törmelékes kőzeteket szemcseméreteik alapján négy csoportba sorolhatjuk: 1. por vagy hamutufa (a szemcsézettség szabad szemmel nem is látható, a portufa könnyen agyagásványosodik és erodálódik); 2. homok- vagy mikrolapillis tufa (a szemcsézettség már jól látható, nagysága 1—3 mm között változhat); 3. lapillis tufa (a szemcsék nagysága 3—30 mm közötti, a centiméteres méretet elérő vagy meghaladó lapillik esetén „durvalapillis" jelzőt használtunk); 4. agglomerátum (a 30 mm-en felüli kőzettöredékeket és tömböket tartalmazó piroklasztikum-felhalmozódásokat agglomerátumnak nevezzük; ezen belül „durva agglomerátum"-ot különíthetünk el, ha a kőzettömbök meghaladják a 30 cm-es méretet).

A kőzettani jellegeket tekintve a vulkáni törmelékes felhalmozódások lehetnek: 1. azonos kőzettöredékeket tartalmazó lapillis tufa vagy agglomerátum (a lapillik és bombák ásványtanilag és szövetileg egy típust képviselnek); 2. vegyes kőzettöredékeket tartalmazó lapillis tufa és agglomerátum (egymástól eltérő szövetű és ásványos összetételű kőzettöredékekkel).

Egyes agglomerátumokban gyakran 3—4 kőzetváltozatot is elkülöníthetünk szabad szemmel, de a lapillis tufákban mikroszkóposan néha 6—8-féle szövetű kőzettöredék is megfigyelhető. Ez a kőzettani keveredés abból adódik, hogy az explózió feltépi és felaprózza az idősebb lávapadok anyagát is. A Mátraszentimre 2. sz. fúrás tanúsága szerint, a közelben lejátszódó későbbi explózióknak legalább 30 különböző tufa- és lávaszintet kellett áttörniök, hogy anyaguk felszínre kerüljön. A sorozat mintegy 15 lávaszintje különböző kőzetekből áll. Ezzel magyarázhatjuk, hogy egy-egy agglomerátumban gyakran azonos méretű, különböző elbontású és elszíneződésű bombák vannak.

A hegység 10 000-es részletességű térképezése során számtalan, eltérő kifejlődésű piroklasztikumot ismertünk meg. E helyen csak a jelentősebb és nagyobb tömegeket képviselő felhalmozódásokat mutatjuk be 1—31. sorszámmal jelölve.

1. A Petőfibánya közelében levő elhagyott „trasztufabánya" fedőjében közel 140 m vastag, részlegesen bontott lapillis andezittufa és agglomerátum van, amit egy vékonyabb tavi agyag és néhány méter vastag andezit szakít meg. Kőzettanilag hipersztént andezittufa és agglomerátum, kevés augit-fenokristállyal.

2. A petőfibányai lakótelep felett egy régebbi kőfejtő egy kissé oxidált hematitos hipersztén andezit agglomerátumot tárt fel. Ennek ma csak kis foszlányát láthatjuk, mivel a bányaudvart betemették.

3. Az apci Kopasz-hegy tetején egy salakos bombákat tartalmazó, részlegesen agyagásványosodott szint van, amelynek vastagsága alig éri el a 4 m-t. Ugyanott a nagy kőfejtő keleti falában jól látható az egyenetlen felszínre települt agglomerátum, melyben néhány hematitos bomba vagy kőzettömb is megfigyelhető. A nagy kőfejtő nyugati bejáratának falát limonitos, viszonylag laza, durva agglomerátum építi fel. A bombák mérete eléri a negyed köbmétert. Kőzettani vizsgálatok szerint a kőfejtő lávakőzete és agglomerátuma egyaránt hipersztén andezit, igen alárendelt mennyiségű augit-fenokristállyal. A Kopasz-hegy nyugati lejtőjén levő hatalmas kőfejtő falát kissé agyagásványosodott lapillis andezittufa és agglomerátum építi fel. Az agglomerátumban számos eltérő színű és szövetű kőzet található. A bombák között megtalálható az üveges, hialopilites és pilotaxitos szövetű andezittöredék, plagioklász- és hipersztén-fenokristályokkal. A Kopasz-hegy lábánál, egy kisebb kőfejtőben az agglomerátum másodlagosan agyagásványosan bontott, a bentonitosodás nem éri el a hasznosíthatóság határát.

4. Az apci Somlyó délnyugati oldalában levő kőfejtő agglomerátum szintjében található kőzettömbök és lapillik szintén eltérő kőzettípusokat képviselnek (XXIII. tábla 1.), sőt a viszonylag közeli explóziós központra való salakos törmelékek is gyakran előfordulnak. A másodlagos elváltozások közül jelentősebb mértékben a hematitosodás, az agyagásványosodás, a gyenge kalcedonés opálerezettség jelentkezik. Törmelékben egy-két gejzirittöredék is található (XLII. tábla 3., 4.).

5. A Tarcod-tető elhagyott kis kőfejtőjének egy részét szintén a közepes kőzettömböket tartalmazó agglomerátum építi fel. Másodlagos elváltozás a limonitosodás, amit descendens hatásoknak tulajdonítunk. Ebben két kőzettípust különítettünk el, az egyik durvaszemcsés, mikroholokristályos piroxénszegény andezit, a másik a pilotaxitos szövetű, részlegesen agyagásványosodott augitos hiperszténandezit törmelékei, ritkábban tömbjei.

6. A jobbágyi Nagyhársas nyugati lejtőjén a felhagyott kőfejtőkben a leggyakoribb a vegyes bombákat és tömböket tartalmazó agglomerátum. A hematitosodott bombák esetenként igen gyakoriak. Ezenkívül kevés kovásodott, agyagásványosodott és kloritosodott andezitbomba is felismerhető az agglomerátumban (XXIII. tábla 4.). A magasabb szinten egy viszonylag finomabb szemcsés lapillis andezittufát tártak fel, melyben a legfeljebb centiméteres nagyságú lapillik három kőzettípust képviselnek: kloritos, hematitos és üde állapotú andeziteket. A Nagyhársas északnyugati utolsó kőfejtőjének durva, kissé agyagásványosodott agglomerátumában igen sok, esetenként fél köbmétert elérő vagy meghaladó andezittömb látható. A képződményt — vizsgálataink szerint — meredek lejtőn legördülő és felhalmozódó durva agglomerátumnak minősítettük. Ez arra mutat, hogy a Nagyhársas vulkáni centrum volt már a helvéti emelet végén és a tortonai emelet elején is.

7. A Nagyhársas északi lejtőjén a Szurdok-völgyben feltárt kisebb kőfejtő két eltérő andezitből álló szintje között 3 m vastag portufa települ, ami feltehetően a felső lávatömeg kontakt hatásától teljesen átalakult és egyenletesen hematitosodott. Színe téglavörös, benne szabad szemmel nem lehet elegyrészeket felismerni.

8. A Pince-pataki völgy kőfejtőjében az amafitos andezit üde változatának fedőjében jellegzetes, kissé hematitos és kovás agglomerátum települ, amely a fejtés előrehaladtával egyre vastagabb lett. Emiatt a termelést néhány évvel ezelőtt abbahagyták, mert nem volt gazdaságos. A fedő agglomerátum vastagsága helyenként a 10 m-t is elérte, és továbbhaladás esetén még ennél is vastagabb lehet. Az összletben néhány zöldes agyagásványér figyelhető meg, amit kontaktizált nontronitnak határoztunk meg (XLI. tábla 3., 4.). Megemlítjük, hogy az agglomerátumban nagyon sok mikroszemcsés hólyagos és folyásos szövetű bomba van, amely a bányától északra levő Diós-völgy és Németbérc környékéből származtatható.

9. A Szurdokpüspöki községtől északkeletre futó Horka-bérc alacsonyabb szintjein részlegesen agyagásványosodott és vegyes bombákat, kőzettöredékeket tartalmazó agglomerátum bukkan a felszínre. A kőzetszinteket vékonyabb lávapadok választják el egymástól. Az agglomerátumban néhány hólyagos bomba is található, a hólyagok falát agyagásvány kérgezi be. A Horka-bércen felfelé haladva még több szintben találunk vékonyabb-vastagabb piroklasztikum-rétegeket, melyek közül néhányon a kontakt elszíneződés is látható. A Kiskoncsur tetején az eddigiektől eltérő kifejlődésű agglomerátum figyelhető meg. Erős fumarolás tevékenység hatására a kivált hematit „ce-

mentálta" az agglomerátum tömbjeit, amelynek eredményeképpen egy „hematitos kőzethalmaz" jött létre.

10. A Ny-i Mátra nyugati oldalán nagytömegű piroklasztikumot tártak fel a meredeken lefutó völgyek és az általuk kialakított bércek, mint pl. a Csatárda-bérc, Somos-bérc, Hosszú-bérc, Ólom-bérc és Kisköves-bérc. Az egész felhalmozódást durva agglomerátumnak tekinthetjük, finomszemcsés vagy lapillis szintek csak ritkán fordulnak elő a környéken (XXIII. tábla 3.). A mélyebb szinteken azonban már előfordul a finomabb szemcsés, homokszerű lapillis tufa, amit két szintben is harántolt az Ólom-bérc lábánál lemélyített Pásztó 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás, a felszínihez hasonló agglomerátumok között. A kőzettömbök és bombák között a hipersztén andezit uralkodik, de mikroszkópos vizsgálatok augit-fenokristályokat is kimutattak. A másodlagos elváltozások közül jelentős mértékű agyagásványosodás és fumarolás hatásokra visszavezethető oxidáció ismerhető fel.

11. A Nyikom északnyugati lejtőjén a helvét—tortonai határt képviselő horzsaköves dácittufa fedőjében durva agglomerátum halmozódott fel, amely az andezites vulkánosság kezdő fázisának a terméke. Az agglomerátumban kisebb vegyeslapillis andezittufa betelepülések is vannak (XXIII. tábla 2.). A hatalmas andezittömbök helyenként bemélyedtek az akkor még laza dácittufába.

12. A hasznosi Várhegy déli és nyugati oldalán szintén agglomerátumot tárt fel az erózió és útépítés. A durva agglomerátumban néhány hatalmas (fél köbméteres) tömb foglal helyet. A másodlagos elváltozások közül itt a fumarolás okokra visszavezethető oxidáció uralkodik a kisebb mértékű agyagásványosodás mellett.

13. A Tar községtől északkeletre levő Csevicés-völgy északi oldalán, a horzsaköves dácittufa fedőjében agglomerátumot találunk. Az agglomerátumban itt is több egymástól eltérő szövetű és színű törmelék vagy bomba foglal helyet. Az agglomerátum finomabb frakciója helyenként erősen agyagásványosodott, kisebb foltokban limonitosodott vagy hematitosodott. A bombák anyaga leggyakrabban hipersztén andezit, elvétve augit-fenokristályokkal. A plagioklász legtöbbször ikerlemezes és zónás, labradoritos összetételű.

14. A szurdokpüspöki kovaföldbányától nyugatra, majd az attól északkeletre levő Száraz-völgyben nagy vastagságú lapillis andezittufa van a felszínen, mely néhány hólyagos vagy salakos bombát tartalmaz. Ugyancsak találhatunk ebben a kőzetváltozatban egy-két mandulaköves andezittöredéket is. A Száraz-völgy egyes szakaszain 30 m-t meghaladó magasságú falakban tárta fel a réteges, valószínűleg vízbe szóródott vagy vízben felhalmozódott andezittufát. Az összletben az egyes rétegek vagy szintek szemcseméretben térnek el egymástól. Helyenként erőteljes agyagásványosodás észlelhető, emiatt a kőzet színe a világosszürkétől csaknem a fehéresszürkéig terjedően különböző árnyalatokban jelentkezik. Külsőleg egyes esetekben már a dácittufákra hasonlít, de ásványos összetétele egyértelműen andezites. A viszonylag erős kifakulást részleges halmirolízis okozza. A völgy felső részén már szárazföldinek tűnő, kissé hematitosodott, finomszemcsés tufa található.

15. A Havas-hegy nyugati és délnyugati lejtőjén különböző kifejlődésű — durva agglomerátum, aprószemcsés agyagásványosodott és oxidált lapillis tufa stb. — piroklasztikum-változatok mutathatók ki. Az erőteljes agyagásványosodás arra utal, hogy ezek nagy része vízi, kisebb része (a Havas magasabb szintjein) szárazföldi agglomerátum. A piroklasztikum anyaga megegyezik a

környező andezitváltozatokkal, tehát főleg hipersztén andezit. A lapillik vizsgálatakor különböző szövetű és színű töredékek ismerhetők fel.

16. A Havas-hegytől északnyugatra, főleg a János-vára délkeleti oldalán futó vízmosás falában rendkívüli, helyenként 30 m-t meghaladó vastagságú lapillis tufasorozat figyelhető meg, ami kisebb-nagyobb feltárásokban és kibúvásokban nagy területen azonosítható. A lapillis kifejlődést vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a sorozat a tufaszórás intenzitásváltozásainak megfelelően durvább vagy finomabb szemnagyságú. A vízi felhalmozódású tufasorozatot kelet felé tufitos és kovaföldes tortonai mészkőkifejlődés helyettesíti. A mészkő valószínűleg a medence egyik kisebb öblében vált ki. A piroklasztikum kőzettanilag hiperszténes augitandezit, esetenként kisebb hólyagos vagy folyásos szerkezetű lapillikkel. A másodlagos elváltozás főleg agyagásványosodásban és ritkábban oxidációban nyilvánul meg.

17. Mátrakeresztes körzetében számos ponton felszínen van a különböző, részlegesen bontott anyagú bombákat tartalmazó agglomerátum. Legnagyobb feltárásait a Tippanos erdőrészben és a községtől nyugatra levő meredek hegyoldalakon láthatjuk. Az agglomerátum-sorozat csaknem minden esetben agyagásványosan bontott, így viszonylag laza felépítésű. A nagyobb bombák kimállanak a laza kötőanyagból és pataktörmelékként halmozódnak fel. Ebben az összletben alakult ki az az erózió természetes ív, melyet a 139. ábra szemléltet. Az egyik feltárt lávapad alatt jellegzetes finomszemcsés, vörösre színezett kontakt lapillis tufa látható.

18. Mátrakeresztestől északnyugatra az Óvár déli lejtője egy ponton tektonikailag lezökkent, így keletkezett a Csókakő, amelynek falát durva agglomerátum építi fel. Az agglomerátum nagyobb bombái a negyed köbméteres méreteket is elérik. Feltűnő, hogy a bombák nagyobb része oxidált, középszemcsés kőzetekből áll. Az oxidáció főleg autooxidációval alakult ki a mélyebb szintekben. Az explózió folyamán e képződmény feltépett anyaga került a felszínre. Ebben a durva agglomerátumban viszonylag gyakoriak a zöld színű, esetenként 6—8 cm vastag nontroniterek.

19. Ugyancsak nagyobb kiterjedésű és helyenként eltérő megjelenésű piroklasztikum nyomozható a Nagytölgyes egyik völgyében, valamint a Gyöngyösoroszi 2. sz. szerkezetkutató fúrás körzetében. A piroklasztikum e területen nagyobb mértékben kloritosodott vagy uralitosodott. Ezt az átalakulást figyeltük meg a lávakőzetekben is. Ez az összlet a mélyművelésben is számtalan ponton ismertté vált, kisebb fokú másodlagos kovásodás esetén az ércesedésnek is anyakőzete lehet.

20. A hegység sztratovulkáni felépítésének egyik jellemző rétegsorát a Mátraszentimre 2. sz. földtani alapfúrás tárta fel. A fúrás a felszíntől számított 182. m-ben érte el a sztratosorozatot és vékonyabb-vastagabb lávapadokkal megszakított 16 piroklasztikum-szintet harántolt. Utóbbiak között a közepes agglomerátumtól a finomszemcsés portufáig, sőt a mélyebb szinteken a vízi felhalmozódású tufitig minden piroklasztikum-változat megtalálható. A tufa és agglomerátum csaknem az egész fúrás hosszában agyagásványosan bontott vagy másodlagosan kovásodott. Több helyen találunk a rétegsorban kisebb fokú kloritos vagy karbonátos elváltozásokat is, melyek szintén az egymástól eltérő hidrotermális átalakulásokat igazolják. (A fúrás csaknem a gyöngyösoroszi érces mező középpontjában mélyült.) A vastagabb piroklasztikum-szintek 77,7, 62 és 56 métert értek el. A kőzetek eredeti összetétele főleg hipersztén andezit és augitos hipersztén andezit. Kloritos elváltozások esetén a

színes ásványokra csak következtethetünk, mivel csak kisebb foszlányokban fordulnak elő. Egyes helyeken az erős elbontás miatt csak kisebb kloritos vagy limonitos folt jelzi az eredeti színes ásvány helyét.

21. A parád—galya-tetői műút elágazása körzetében erősen agyagásványosodott vagy limonitosodott lapillis andezittufát és agglomerátumot találtunk. Ez az összlet kisebb feltárások során át a közép-mátrai színesérc-területig azonosítható. Az agyagásványosodott, kovásodott, karbonátosodott és kloritosodott részeket térképileg szétválasztani nem lehet, mert egy-egy mintában is különböző elváltozások találhatók. Felszínen a Nagylápafő északkeleti lejtőjén látható kloritosan átalakult lapillis tufa. A közép-mátrai érckutató tárók sok helyen feltárták az itteni agglomerátumot vagy tufát, és a jellegzetes hidrotermális átalakulás kisebb-nagyobb mértékben mindenhol kimutatható.

22. Eltérően bontott lapillis andezittufa és agglomerátum figyelhető meg a Mátraháza és Mátrafüred közötti útbevágásokban. Helyenként a lapillis tufa annyira elbomlott, hogy kézzel morzsolható (pl. a Mátraháza—Kékes-tető közötti műút egyik árkában). A Sástótól Mátrafüred felé vezető műút egyik bevágása különös kifejlődésű andezitagglomerátumot tárt fel, melyben a kisebb-nagyobb andezittömbök közötti finomabb anyagot a későbbiekben tárgyalandó savanyú tufaközbetelepülések egyik változata képviseli. A tufás kötőanyag itt nontronitos átalakulásban jelentkezik. A feltárást vizsgálva arra a következtetésre jutottunk, hogy a viszonylag laza savanyú tufával való keveredés lahar vagy törmeléklavina mechanizmusával jöhetett létre. A fekü felé a savanyú tufaszintek váltakoznak a finomabb szemcsés andezittufaszintekkel és egy jellegzetes vegyestufa-sorozatot eredményeznek.

23. A gyöngyössolymosi Kishegy nyugati lejtőjén a riolit fekvőjében bentonitosan és nontronitosan elváltozott kötőanyagú agglomerátum települ. Az agglomerátum bombái és törmelékei feltűnően üde állapotúak, míg a finomabb frakció erősen bentonitosodott. Ez utóbbinak csekély mennyisége miatt nincs gazdasági jelentősége.

24. A gyöngyösi Sár-hegy és közvetlen környékén is hatalmas piroklasztikum-tömeg képződött. Az Abasár 3. sz. szerkezetkutató fúrás adatai szerint az összlet 58%-át a különböző kifejlődésű, majd utólag sokrétűen átalakult lapillis tufa és agglomerátum építi fel. Legjellegzetesebb a farkasmáji és a szomszédos kőfejtőkben feltárt, részben kitermelt salaklapillis andezittufa, amely kőzettanilag hipersztén andezittufa. A lapillik többsége salakos és kevés fenokristályt tartalmaz. A tufaösszletet igen erős fumarolás oxidáció érte, és színe nagy területen téglavörössé vált. Ugyancsak erős fumarolás átalakulást figyelhetünk meg a Sár-hegy keleti és délkeleti lejtőjének hasonló megjelenésű és színű képződményein. A Felső-Abasár északi végén betorkolló Csurgó-patak körzetében szintén nagyobb agglomerátum-felhalmozódás van. A bombák—tömbök között üdék és részlegesen bontottak egyaránt találhatók. Az elbontott tömbök között leggyakoribbak a fumarolásan átalakult, néha kisebb mértékben hólyagos szövetűek.

25. Felső-Abasártól északkeletre, a Rónya kőfejtőben találjuk a hegység legszebben és legváltozatosabban átalakult piroklasztikum-sorozatát. A sorozatban a lapillis andezittufa, fölötte a kisebb bombákat tartalmazó agglomerátum, majd a feltárás szegélyén durva agglomerátum található. Ugyanebben az összletben találjuk a hegység legjellegzetesebb, fumarolák által oxidált andezitsalakjait. A kőzetek erős oxidatív elszíneződése miatt a kőfejtőt „Vörös-

kő-bányá"-nak is nevezik. A piroklasztikum-sorozatban több szintben is megtaláljuk a lapillis tufák azon változatait, ahol a lapillik és a kisebb bombák legalább 3—4 kőzettípust képviselnek. Feltehető tehát, hogy a tufaösszletet szolgáltató explóziós centrum már több idősebb láva- és piroklasztikumszintet tört át, azok anyagát keverte saját törmelékével. A terület fedettsége miatt sajnos nem bizonyítható a kitörési centrum. Közelségére utal azonban, hogy a durvább agglomerátumban helyenként negyedköbméteres tömbök is vannak. A viszonylag finomszemcsés lapillis tufában is van néhány nagyméretű tömb. A két törmelék nagyságrendje között nincsen átmenet.

26. Hatalmas, több szintre tagolódó, változó szemnagyságú agglomerátum-sorozatot lehet nyomon követni Markaztól ÉNy-ra a Várpatak bal oldalán, egészen a Kékes völgyéig. A Kiskő körzetében, főleg annak délkeleti lejtőjén tufás (lapillis) agglomerátum van. A tufarészleg erősen agyagásványosodott és kissé kifakult. Az augitos hipersztén andezit-agglomerátumban a hipersztén-fenokristályok csaknem mindig opacitosodtak, ritkábban kloritosodtak. A Kerékgyártó-völgy alsó végén az agglomerátum fumarolás oxidáció hatására vöröses színű.

27. A Markaz községtől északra levő legelő vízmosásai különös kifejlődésű piroklasztikumot tártak fel. A sorozat tagjai között megtaláljuk a viszonylag finomabb szemcsés lapillis andezittufát, valamint a homokszerű andezittufát, utóbbit hatalmas kőzettömbökkel. Az elhagyott kőfejtő piroklasztikumában apró andezitbombák is vannak, de a két véglet között nincs átmenet. A finomabb részlegben esetenként „folyásos" szerkezetre utaló sávozottság észlelhető, melyből arra következtettünk, hogy ezt a sorozatot lahar vagy törmeléklavina eredményezte, ami esetleg a közeli Hegyes-tetőről zúdulhatott lefelé. Említésre méltó, hogy a feltételezhetően enyhébb térszínen megálló törmelékfolyás homokszerű lapillis tufarészlege kimosódott a hatalmas tömbök közül, melyek „vándorkő"-ként maradtak vissza a legelőn (123. ábra). Az egyik vízmosásban egy kb. köbméteres tömb szinte besüllyedni látszik egy finomabb szemcsézetű tufába, amit azzal magyarázunk, hogy a hatalmas tömb magasabb szintről gördült bele a még viszonylag laza anyagba (124. ábra). A lahar-felhalmozódás tetején kisebb foltként, a Rónya kőfejtő mellett már leírt fumarolásan oxidált salakos szerkezetű, lapillis andezittufa települ.

28. Markaz és Domoszló között a Tarjánka-völgy déli kijáratánál az agglomerátumösszlet finomabb részlege agyagásványosan bontott, kissé kifakult, világosszürke vagy sárgásszürke andezittufa. A benne települő andezitbombák és -tömbök változó nagyságúak (nem ritka a negyedköbméteres nagyságú sem). A bombák és tömbök itt is eltérő kőzettípusokat képviselnek. Ilyen vörös és különböző szürke árnyalatú tömböket tartalmazó agglomerátumot tárnak fel a Cseri-tetőre és a Hegyes-hegyre vezető erdei utak bevágásai. A Tarjánka szurdokvölgyén felfelé még számos feltárásban figyelhetjük meg a különbözőképpen átalakult agglomerátumot vagy ritkábban lapillis andezittufát. A kőzetek repedéseiben és kisebb hólyagüregeiben világos sárgásbarna színű halloysitkitöltések találhatók.

29. A Závoz-völgy elején, valamint az attól keletre levő Kiskő alacsonyabb lejtőin szintén nagy területen figyelhetünk meg agyagásványos, durva agglomerátumot. A bontott részleg sárgás vagy világosszürke színű, az andezittömbök sötétszürkék vagy ritkábban sötétvörösek. Tovább Kisnána felé a Macskabérc csaknem egész területén részlegesen feltárt, sötétszürke augitos hipersztén-

andezit-agglomerátum található. Finomszemcsés részlege itt is agyagásványosan bontott lapillis andezittufa volt, de részben kimosódott a nagyobb tömbök közül és ezáltal — a községtől északra levő legelő magasabb szintjein — kőtengerszerű felhalmozódás alakult ki.

30. A községtől északra futó Nagy-völgy felett jellegzetes, erősen bontott tufás agglomerátum feltárása látható. A feltárásban jól megállapítható volt, hogy a lapillis andezittufa-részleg agyagásványosan bontott. A durvább részleget gyengén bontott salakos és hólyagos andezitbombák és -tömbök képviselik. A hólyagosság e területen egy lávafolyás foszlányaiban is észlelhető.

31. A Kisnána községtől északkeletre levő úsztatói erdészház körzetében több ponton is erősen megszilárdult, helyenként törmelékfolyásos vagy lahar jellegű agglomerátum van (120. ábra). Tovább kelet felé az agglomerátumot olyan törmelékfelhalmozódás váltja fel, ahol a finomabb részleg sárgára kifakult, agyagásványosodott lapillis andezittufa, míg a benne levő nagyobb andezittömbök viszonylag üdék maradtak.

Az itt felsorolt és néhány szóval ismertetett andezittufán és agglomerátumon kívül számos kisebb jelentőségű feltárás, illetve kibúvás található a hegységben.

Általános tapasztalatunk, hogy a piroklasztikum-változatok mindig valamivel savanyúbbak, mint a hozzájuk tartozó lávaképződmények. Ennek oka, hogy az explóziók legtöbbször megelőzik a lávaömléseket. A kezdeti törmelékszórás esetenként nem is azt a kőzettípust képviseli, mint a rákövetkező effúzió, kisebb eltérés csaknem minden esetben észlelhető, még akkor is, ha a tufa $SiO_2$-tartalma csak 1—2%-kal lesz magasabb, mint a lávaképződményé.

Szélsőséges esetként recens vulkánosság során Izlandon figyelték meg, hogy a hosszú ideig pihenő bazaltvulkán iniciális tufája „dácitos" volt, míg a néhány hónap múlva következő lávafolyás a vulkánnak megfelelően bazalt.

A szórt törmelék pórustérfogata sokkal nagyobb, mint a tömött kőzeteké, ez nagyban elősegíti a másodlagos átalakulásokat. Egy tufás szint agyagásványosodása sokkal rövidebb idő alatt végbemehet, ezért találhatunk csaknem minden esetben az erősen agyagásványosodott tufában viszonylag gyengén bontott bombákat vagy tömböket. A tufás képződmények fumarolás eredetű oxidációja szintén könnyen és teljes egészében végbemehet, a kovásodás fokozatosan kiterjedhet a tufitos gejzirit állapotig. A Tűzköves közeléből származó tufitos gejzirit például — megközelítő számítások szerint — a következő ásványokból áll: 59% kaolinit, 3% limonit, 6%opál és 2% egyéb oxid (a felsoroltakban szennyeződésként), ezenkívül mintegy 30% kvarc. A nyugat-mátrai Nagyalmás közeléből gyűjtött kvarc- és kalcedonhólyagos, -eres, lapillis andezittufa $SiO_2$-tartalma 69,43%, ami kb. 14—15% többletkovasavat jelent.

A hegységből származó tufa- és agglomerátum-változatok kémiai összetételét a 77. táblázat szemlélteti.

Az elemzésekből megállapítható az 1., 2. sz. minta erős másodlagos kovásodása és agyagásványosodása. A többi minta erős oxidatív elváltozáson ment át, az 5. sz. mintánál pl. az összvastartalom majdnem teljes egészében $Fe_2O_3$-ként jelentkezik. Az 5. és 6. sz. minta magas MnO-tartalma szintén másodlagos. Az MgO sok esetben kilúgzódott, a CaO is csökkent. A magas $+H_2O$ az erős agyagásványosodás jele.

77. táblázat

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 69,43 | 63,42 | 57,76 | 56,12 | 50,02 | 54,23 | 54,52 | 54,95 |
| $TiO_2$ | 0,80 | 0,61 | 0,97 | 1,16 | 0,64 | 0,54 | 0,99 | 0,49 |
| $Al_2O_3$ | 11,13 | 23,25 | 17,16 | 17,83 | 19,53 | 19,17 | 16,62 | 20,64 |
| $Fe_2O_3$ | 3,41 | 2,36 | 5,69 | 7,20 | 10,02 | 7,65 | 7,28 | 5,76 |
| FeO | 1,39 | 0,16 | 2,01 | 2,11 | 0,07 | 1,54 | 0,89 | 1,57 |
| MnO | 0,28 | 0,04 | 0,10 | 0,15 | 0,88 | 0,50 | 0,16 | 0,32 |
| MgO | 0,38 | 0,25 | 1,35 | 2,62 | 0,02 | 0,12 | 1,32 | 0,64 |
| CaO | 5,18 | 0,39 | 5,43 | 6,92 | 4,55 | 5,92 | 5,69 | 5,47 |
| $Na_2O$ | 1,87 | 0,03 | 3,04 | 3,03 | 2,81 | 2,44 | 2,83 | 2,35 |
| $K_2O$ | 2,66 | 0,11 | 1,86 | 1,85 | 0,87 | 1,60 | 1,12 | 2,11 |
| $+H_2O$ | 3,58 | 8,92 | 1,87 | 0,90 | 6,67 | 4,03 | 3,95 | 4,23 |
| $-H_2O$ | 0,40 | 0,29 | 2,67 | 0,46 | 4,11 | 1,70 | 4,16 | 1,36 |
| $CO_2$ | — | 0,04 | nyom | 0 | 0 | 0 | 0,36 | 0 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,12 | 0,26 | 0,25 | 0,23 | 0,25 | 0,38 | 0,16 |
| | 100,68 | 99,99 | 100,17 | 100,60 | 100,42 | 99,69 | 100,27 | 100,05 |

1. Ny-i Mátra, Nagyalmás-tanya.
2. Kovás andezittufa — Közép-Mátra, Tűzkövestől nyugatra.
3. D-i Mátra, farkasmáji kőfejtő.
4. D-i Mátra, Sár-hegy északnyugati oldala, elhagyott kőfejtő.
5. D-i Mátra, Sár-hegy, bekötő út, elhagyott kőfejtő.
6. Másodlagosan oxidált salakos andezittufa — D-i Mátra, Sár-hegy, bekötő út, elhagyott kőfejtő kontakt szegélye.
7. D-i Mátra, farkasmáji kőfejtő keleti fala.
8. D-i Mátra, Sár-hegyre vezető út bevágása.

Elemzők: 1. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 2. Jankovits L.—Soha I.-né 1969. 3., 4. Emszt M. 1964. 5—8. Soha I.-né 1964. MÁFI.

### 5. *Lávaagglomerátum és lávabreccsa*

A hegység sztratovulkáni sorozatának felépítésében a lávaagglomerátum és lávabreccsa különleges szerepet játszik. A gyakorlati felvételező munka során lávaagglomerátumnak tekintettük azokat a látszólag törmelékes szerkezetű képződményeket, amelyeket lávaanyag cementált össze. Feltehetően úgy keletkeztek, hogy a közepes viszkozitású lávafolyás lejtős térszínen haladt lefelé és a laza törmelékanyag egy részét magába gyűrte, de azokat a 900—950 °C-os láva teljesen beolvasztani nem tudta. Ez a képződmény gyakran vegyes törmeléket cementál, a begyűrt kőzettörmelék vagy -tömb különböző kőzettípusokat képvisel.

A lávaagglomerátum-kőzetszinteket több sekélyszerkezet-kutató fúrás feltárta, általában 6—30 m közötti vastagságban. Előfordul, hogy a cementáló láva könnyebben mállásnak indul, ilyenkor az összlet hasonlít a normál agglomerátumhoz, ellenkező esetben számtalan kifakult, agyagásványosan bontott kőzettömböt, néha üreget figyelhetünk meg. Ugyanez történik, ha a lávafolyás kisebb-nagyobb tufadarabokat is magába gyűrt, amelyek utólag agyagásványosodtak, majd kimállottak.

A lávabreccsa keletkezésénél a lejtőn mozgó láva nem régebbi explóziós törmeléket gyűrt magába, hanem a saját felszíni kéregrészeit. Ennek követ-

keztében a befoglalt kőzetdarabok és -tömbök viszonylag nagy kiterjedésben ugyanazon kőzettípust — legtöbb esetben salakos kifejlődésű töredékeket — képviselnek. A beolvasztás ebben az esetben sem mindig lehetséges, emiatt a kőzet szabad szemmel „zárványos" jellegű, és ezért hosszú ideig „zárványos andezit"-nek is nevezték. Ma — a megkülönböztethetőség miatt — kizárólag csak azokat a kőzeteket nevezzük zárványosnak, melyek idegen kőzetanyagot vagy -foszlányokat tartalmaznak, tehát pl. ha az andezitben gránit vagy agyagpala, márga, mészkő stb. van. Az ismertetett jelenséget több külföldi kutató önbreccsásodásnak nevezi, bár itt nem a megszilárdult kőzet összetöredezéséről és újracementálásáról van szó. A begyűrt kéreg már kőzet, de a cementálóanyag még olvadék volt. Mindkét kőzettípus kevésbé ellenálló, könnyebben málik, mint a tömör láva.

A hegység részletes felvétele során több helyen találtunk lávaagglomerátumot. A lávaagglomerátum a középső sztratovulkáni sorozatnak mintegy 10—12%-át teszi ki. Az előfordulások közül (1—8. pont alatt) a következőket ismertetjük:

1. A nyugat-mátrai Ólom-bérc és Kisköves-bérc nyugati lejtőjén kisebb kiterjedésű lávaagglomerátum található a sztratovulkáni sorozatban. Ugyancsak harántoltak lávaagglomerátum-szintet a közeli Pásztó 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásban is a 10—19 és 60—107 m közötti szakaszokon. A hipersztén andezites összetételű lávaanyagban szürke és vöröses árnyalatú közép- és durvaszemcsés andezittöredékek és -tömbök figyelhetők meg. A befoglalt anyagban a felszínen is látható oxidációs elváltozáson kívül enyhe agyagásványosodás és karbonátosodás is jelentkezik.

2. Mátrakeresztes közelében, a Fitó-pataktól nyugatra levő nagyobb kiterjedésű lávaagglomerátum erősebben agyagásványosodott, mint az előbbi előfordulásokon. Fumarolás oxidáció is jelentkezik, ezért a kőzet foltosan vöröses színű. Az összlet kötőanyaga piroxénandezit, a benne levő andezittöredékek és -tömbök augitot is tartalmaznak, sőt egyes csiszolatok alapján augitmikrolitos piroxénandezitnek vehető.

3. A nyugat-mátrai Jánosvára közelében és attól északra a Diós-völgy felső szakaszán erősen kovásodott és oxidálódott lávaagglomerátum van a felszínen. A kőzetanyag a sztratovulkáni sorozathoz tartozó kovásodott és fumarolásan oxidált amafitos andezit. Az erőteljes oxidáció a kőzet alapanyagát teljesen elfedte hematittal és kovásította, ezért a mállásnak ellenállt. A finomszemcsés kőzetekben szabad szemmel fenokristályokat nem lehet felismerni.

4. Nagyobb kiterjedésű, erőteljesen átalakult, főleg agyagásványosodott és enyhén oxidálódott lávaagglomerátum található a gyöngyöspatai Kecskekő délnyugati lejtőjén. Az erős elbontás megnehezíti az elegyrészek pontosabb meghatározását, de kétségtelen, hogy a fehér szemcsék kissé szericitesedett vagy agyagásványosodott plagioklász-fenokristályok. A színes elegyrészeket opacitos szegélyű hipersztén és kissé karbonátosodott—limonitosodott augit képviseli.

5. A Gyöngyöspata 1. és 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrások több szintben harántoltak vékonyabb-vastagabb lávaagglomerátumot. Csaknem minden szintben eltérő elváltozások figyelhetők meg. Egyik szintben a képződmény vörhenyesen elszíneződött, a másikban viszonylag üde kifejlődésű maradt. Az uralkodó elegyrész általában az erősen szericitesedett vagy ritkábban agyagásványosodott ikerlemezes és zónás plagioklász. A színes ásványokat főleg az üde vagy részben kloritosodott hipersztén és elvétve augit képviseli.

A legvastagabb kifejlődés a Gyöngyöspata 3. sz. fúrásban (204 m-ben) 7 m, a Gyöngyöspata 1. sz. fúrásban (98 m-ben) 6 m volt.

6. A Gyöngyöstarján 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás és a Gyöngyösoroszi 2. sz. szerkezetkutató fúrás is vastag lávaagglomerátumot harántolt. A Gyöngyöstarján 2. sz. fúrás 208—240 m között az eddigiekhez viszonyítva igen vastag kifejlődést tárt fel.

7. Felszínen és a szerkezetkutató fúrásokban egyaránt találtunk lávaagglomerátumos szinteket a gyöngyösi Sár-hegyen és környékén, valamint a közelben mélyített fúrásokban. A hiperszténes augitandezit-lávaagglomerátum erősen oxidálódott vagy agyagásványosodott. Az elbontásnak megfelelően szilárdságuk is igen változó, helyenként kézzel morzsolható az erős agyagásványosodás eredményeként. E területen a legvastagabb felhalmozódást a Mátrafüred 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásban, 20—46 m között észleltük. A befoglaló kőzet hiperszténes augitandezit, a benne levő töredékek ásványtanilag szintén andezitváltozatok, de szövetileg különbözőek. A tömör kőzettöredékeken kívül esetenként hólyagos vagy ritkábban salakos szövetű darabok is előfordulnak. Ugyancsak harántoltak hasonló kőzetszinteket az Abasár 1., 2. és 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrások. A Rónya kőfejtő felett mélyített Abasár 1. sz. fúrás felső 100 m-ében mintegy 44 m lávaagglomerátumot harántolt. A vegyes kőzettörmeléket tartalmazó képződmény erősen agyagásványosodott, helyenként fumarolásan hematitosodott, mint azt a területen felszínen is megfigyelhetjük. A kőzetek néhol erősebb elbontás miatt, teljesen felismerhetetlen szövetűek. Hasonló megjelenésű és elbontású lávaagglomerátumot harántolt a Markaz 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 126—184 m között, ahol minden jel szerint a későbbi fumarolás tevékenység a befoglalt andezittöredékeket és a befoglaló anyagot egyaránt oxidálta.

8. A Vár-patak K-i oldalán a Hegyes-tető és Rókalyuk-tető nyugati lejtőjén a lávaagglomerátum nagy felszíni elterjedésű. A kőzet cementáló anyaga közép- vagy sötétszürke, melyben ugyancsak szürke és gyakran vörös színű kőzettöredékek, -tömbök figyelhetők meg. Cementáló anyaga a feltárások többségében agyagásványosan bontott, ezért helyenként az összlet agglomerátumos külsőt mutat, de kötőanyaga — részletes petrográfiai vizsgálat szerint — kizárólag elváltozott hipersztén-augitandezit. A feltárások alapján az összlet vastagsága eléri a 80 m-t.

A lávaagglomerátumos és lávabreccsás képződmények kémiai összetétele (l. 78. táblázatot) nagyon változatos, attól függően, hogy a felhalmozódás és végleges cementáció alatt vagy után milyen elváltozásokon mentek át. Leggyakrabban agyagásványosodott és hematitosodott lávaagglomerátumokról beszélhetünk, az utóbbi eset fumarolás tevékenység eredménye. Az előzőekben említett fúrásminták némelyikén kloritos vagy karbonátos elváltozás is volt.

A lávaagglomerátumok különböző kőzettípusok cementációjából és azok másodlagosan átalakult halmazából tevődnek össze. Ezért az átlagolástól eltekintettünk, mert az irreális képet nyújtana a halmaz típusainak kémiájáról. Az elemzéseket vizsgálva megállapíthatjuk, hogy az 1. és 2. sz. minta erősen kovásodott. Fumarolás hatásokra kialakult oxidációt minden mintában észleltünk, ami várható is volt, hiszen a fumarolás gőzök főleg a törmelékes vagy salakos kőzetekben fejtik ki hatásukat. (A recens vulkánosságnál is megfigyelhető, hogy a salakos vagy törmelékes területek a krátertől még nagyobb távolságokban is gőzölögnek.) Az FeO alacsony voltát az oxidáció indokolja. A két első minta alacsony CaO-ját azzal magyarázhatjuk, hogy a kovásodás nagyrészben kiszorította a Ca-földpátokat és helyüket opál vagy hematit töltötte ki.

Megjegyezzük, hogy a másodlagosan kovásodott kőzetek esetében a Ca-földpát szorult ki, a többi esetben viszont a $K_2O$ lúgzódott ki, főleg a gyöngyösi Sár-hegy körüli

*78. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 67,07 | 69,66 | 47,90 | 48,54 | 51,64 | 50,58 |
| $TiO_2$ | 0,91 | 0,75 | 0,67 | 1,04 | 0,81 | 0,95 |
| $Al_2O_3$ | 12,07 | 10,12 | 21,16 | 22,05 | 21,90 | 21,01 |
| $Fe_2O_3$ | 6,74 | 6,73 | 7,87 | 9,07 | 7,82 | 8,13 |
| FeO | 0,36 | 0,09 | 1,35 | 0,41 | 0,75 | 0,93 |
| MnO | 0,19 | 0,75 | 0,19 | 0,16 | 0,18 | 0,16 |
| MgO | 3,42 | 3,07 | 3,08 | 2,23 | 2,75 | 2,21 |
| CaO | 1,06 | 1,47 | 7,78 | 7,55 | 8,88 | 9,29 |
| $Na_2O$ | 1,88 | 1,49 | 1,39 | 2,39 | 2,42 | 2,35 |
| $K_2O$ | 1,76 | 1,40 | 0,50 | 0,72 | 0,05 | 1,13 |
| $+H_2O$ | 2,78 | 3,21 | 5,97 | 3,97 | 2,68 | 2,49 |
| $-H_2O$ | 1,83 | 1,59 | 2,57 | 1,99 | 0,40 | 1,20 |
| $CO_2$ | nyom | nyom | — | nyom | 0,07 | 0,11 |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 0,12 | 0,11 | 0,25 | 0,17 | 0,14 |
| | 100,25 | 100,45 | 100,54 | 100,37 | 100,52 | 100,68 |

1.
2. Kovás lávaagglomerátum — Diós-patak völgye, felső szakasz. Püspöki-bérc déli lába.
3.
4.
5. Bontott lávaagglomerátum — Felső-Abasártól északra, Rónya-kőfejtő közelében. Sár-hegy nyugati lejtője. Csepje-tető alatt. Csepje-tető délnyugati lejtője.
6.

Elemzők: 1., 2. Emszt M.—Soha I.-né 1967. 3—6. Emszt M. 1963. MÁFI.

mintákban. A $+H_2O$ változó mennyisége egyértelműen indokolja az ugyancsak változó opál és kalcedon mennyiségét és az agyagásványosodás mértékét. A $-H_2O$ szintén az agyagásványosodást bizonyítja.

* * *

Az előzőkben kívántuk összefoglalni a Mátra hegység fő tömegét felépítő sztratovulkáni andezitsorozat petrográfiai, petrokémiai és esetenként genetikai ismertetését. A leírásokban mellőztük az általános vulkanológiai ismertetést és kizárólag az egyes képződmények vizsgálatakor felmerült szükséges és lehetséges magyarázatra szorítkoztunk. Az átalakulási folyamatok részletezésére itt nem tértünk ki, egy részük ismertetése az idő függvényében a fejlődéstörténeti fejezetben található.

### *6. Savanyú piroklasztikum közbetelepülések*

A középső sztratovulkáni sorozat felépítésében az andezittől eltérő összetételű piroklasztikumok is részt vesznek. Ezek kisebb horizontális elterjedésben és igen változatos vastagságban nyomozhatók. Pl. a Disznókő északi oldalán az andezittufa-összletben alig 1 m vastag lapillis szerkezetű dácittufaréteg van feltárva, a Sástótól délre az országút bevágásai 20 m-es vastagságot meghaladó, fehér színű dácitos összetételű piroklasztikum-réteget tártak fel, a Petőfibánya közelében levő elhagyott trasztufabánya mellett mélyített Petőfibánya 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 164 m-t meghaladó összletet harántolt. Megjegyzendő, hogy ezek a piroklasztikum-rétegek nem szinttartóak,

hanem az 1000 m-nél vastagabb vulkáni összlet különböző szintjeiben települnek. Két kisebb előfordulás pedig már nem is a sztratovulkáni, hanem a fedőandezites sorozat piroklasztikumában helyezkedik el. Kőzettanilag azonban ezek is a mélyebb szinteken talált betelepülésekkel azonos jellegűek.

Ezeket a tufabetelepüléseket három csoportba soroltuk. Az első az uralkodólag horzsakőtöredékekből álló-, a második a tisztán dácitos, esetleg riolitos összetételű savanyú-, a harmadik a vegyestufa. Az utóbbiban a dácit- és andezittufa szabálytalanul keveredik egymással.

Keletkezési körülményeik a hegységen belül nem teljesen tisztázottak, de minden jel arra mutat, hogy ezek kezdődő explózió termékei.

Az ilyen, a környezettől eltérő, viszonylag savanyú vagy neutrális tufa-, illetve törmelékszórásokat a recens vulkánok explózióinál számos helyen megfigyelték. Például a bazaltos összetételű izlandi Hekla vulkán 1947—1948 évi explózióri kezdetben világos színű dácitos összetételű port, illetve tufát szolgáltattak.

A Mátra hegység polivulkános jellegét figyelembe véve csaknem biztosra vehető, hogy ilyen kezdeti explóziók nagy számban voltak. Azok szolgáltatták az extrém kifejlődésű piroklasztikumokat az egyébként túlsúlyban jelentkező andezites összetételű tufákkal és agglomerátumokkal szemben. A recens vulkánok kutatói úgy vélik, hogy ilyen savanyú tufaszórások akkor jelentkeznek, ha a vulkán nyugalmi időszaka elégséges ahhoz, hogy részleges asszimiláció végbemenjen. Hegységünk aljzati viszonyait ismerve ez is adott, hiszen a mélyfekvőt kristályos alaphegység és csillámpala, a közeli fekvőt több szintben jelentkező savanyú piroklasztikum- és homokos rétegek építik fel. E feltevés azért is valószínű, mert pl. a Rózsa-bércen a riolitos réteg szinte minden határ nélkül, fokozatosan megy át a normál andezittufába. Minden jel arra mutat, hogy a kezdeti dácitos tufaszórásból fokozatosan fejlődik ki az andezites vulkánosság.

Miután ezek a tufabetelepülések csaknem minden előforduláson különböző kifejlődésűek és ásványos összetételük is változó, az alábbiakban (1—6. pont alatt) röviden ismertetjük feltárásainkat:

1. A Petőfibánya melletti elhagyott trasztufabánya és környéke vastag horzsakőtufából áll. A kőzet 75—95%-át finomszálas horzsakő alkotja (XXXVII. tábla 1—2.), amihez helyenként kisebb-nagyobb fokú agyagásványosodás járul. Az anizotrop ásványok közül az alig 1%-ot képviselő, legfeljebb 1 mm-es ikerlemezes plagioklász-fenokristályok ismerhetők fel. Színes elegyrészeket a metszetekben nem találtunk, bár néhány vörösbarna folt esetleg biotit reliktuma lehet. A fentieken kívül augithipersztén andezit-zárványokat vagy lapilliket találhatunk. Az összlet teljes vastagsága nem ismert, mivel az említett sekélyszerkezet-kutató fúrás 164 m-ben fekvőjét nem érte el. Egy kisebb savanyú tufa betelepülés a jobbágyi Nagyhársas rétegsorában is ismert (XXXVII. tábla 4.).

2. Az előbbihez külsőleg hasonló, de még világosabb színű horzsaköves tufát ismerünk a szurdokpüspöki kovaföldösszletbe települve is. A horzsakőfoszlányokon kívül itt több a vulkáni üveg, max. 2—300 mikron körüli nagysággal. E területen egyértelműen igazolható a vízbehullás folyamata, mivel az üvegfoszlányokat és -töredékeket esetenként a 30%-ot is elérő mennyiségű kalcit cementálja (XXXVII. tábla 3.). Kristályos elegyrészeket ebben az esetben még kevésbé találhatunk, több csiszolat átvizsgálásakor csak egy-két kisebb földpáttöredék fordult elő.

3. Az előbbi tufás betelepülés kelet felé típusos horzsaköves vagy üveg-

szilánkos dácittufába megy át. Ilyen kifejlődésben találtuk a Gyöngyöstarjántól északra levő Köves-domb két oldalán futó patakvölgyekben. A közeli Gyöngyöstarján 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás által 102 m-nél csaknem 50 m vastagságban feltárt tufában *Gastropoda* maradványok bizonyítják a vízi felhalmozódást.

4. A Gyöngyössolymos melletti Kishegy riolitja alatt fúrással feltárt biotitos dácittufa már erősen keveredett piroklasztikum, a centiméteres nagyságrendű horzsakő mellett nagy mennyiségű, egymástól eltérő szövetű andezitlapillit is tartalmaz. Az összlet 128 m vastag, helyenként típusos andezittufás kifejlődésű, máshol viszont dácittufának látszik. Ez időbelileg valamivel fiatalabb lehet az előbbieknél, hiszen a riolitos vulkánosságot már a felsőtortonba sorolhatjuk.

5. Világos színű, gyakran savanyú, vízi felhalmozódású piroklasztikumokat harántoltak a gyöngyösi Sár-hegy és Mátrafüred körül mélyített sekélyszerkezet-kutató fúrások. A piroklasztikum ásványai ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályok, valamint biotit és amfibol. A két utóbbi ásvány gyakran opacitosodott és kissé limonitosodott. A harántolt képződmények vastagsága igen változó, ami arra enged következtetni, hogy ezek sem egyetlen explóziós fázis termékei. Ezt a feltevést támasztja alá, hogy a Mátrafüred—Sástó közötti műút bevágásai számos vékony dácit-, majd andezitpiroklasztikum-együttest tártak fel. A sorozat egyes tagjai alig fél méter vastagságúak. Az előbbitől eltérő a Sástó közelében az útbevágás anyaga, ahol 10 m körüli vastagságú fehér színű horzsaköves dácittufát tártak fel, amelyben sok plagioklász-fenokristály van, de színes elegyrészeket nem találtunk. E feltárás különlegessége, hogy a dácittufa durva andezitagglomerátum kötőanyagaként is szerepel, ami megfigyeléseink szerint úgy keletkezhetett, hogy a durva andezittömbök lavinaszerűen szállítódtak az előtér finomszemcsés dácitos poranyagába. Másik lehetőség, hogy a laza andezittömbökkel borított területet elfedte a finom explóziós poranyag, mely a későbbiek során — csapadék útján — bemosódott az andezittömbök közötti üregekbe. Hasonló megjelenésű képződményt említett Vargáné Máthé K. (szóbeli közlés) Felső-Abasár északi végétől északra, ahol a hatalmas andezittömbök repedéseiben és üregeiben szintén fellelhetjük az előbbihez hasonló keverékképződményt. Itt az andezittömbök mérete a köbmétert is eléri. Felső-Abasár körül — főleg a Sár-hegy keleti lábánál — a különböző kifejlődésű tufa egyikében jellegzetes pelletek vagy gömbzárványok gyűjthetők, melyek keletkezése még nem teljesen tisztázott, mivel néhány esetben faunatöredéket is tartalmaznak (Hajós M. 1965). Keletkezésüket esőcseppek általi cementációval magyarázzák, ez véleményünk szerint is valószínű. Hasonló szerkezeteket a felső andezit-portufában is találtunk a Cserepes-tető északnyugati oldalán.

6. Az előbbihez hasonló, de sokkal kisebb kiterjedésű és csak fél méter vastag savanyú tufabetelepülést találhatunk a Markaz községtől északra levő legelő vízmosásaiban. A vékony tufa szilárd réteget alkot. Mikroszkópos vizsgálatakor kiderült, hogy a szürkés alapszín ellenére igen sok üvegfoszlányt, illetve -töredéket tartalmaz. Kisebb kibúvásokban hasonló dácitos összetételű tufafoszlányokat a K-i Mátra néhány kisebb völgyében is találtunk, de ezek szintezése az előbbiekben említett okok miatt nem lehetséges. Az Átrád-völgy egyik kisebb feltárásában szabad szemmel is jól látható a biotit és a töredezett amfibol, de savanyú jellegét itt is csak a világos szín alapján állapították meg, kémiai elemzés nem készült belőle.

*79. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 1—7. sz. minta átlaga | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 8—13. sz. minta átlaga |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 72,10 | 54,80 | 55,99 | 54,04 | 55,68 | 57,67 | 57,24 | 58,22 | 67,56 | 58,62 | 67,72 | 55,95 | 69,69 | 70,61 | 65,02 |
| $TiO_2$ | 1,18 | 0,72 | 0,87 | 0,98 | 0,73 | 0,84 | 0,83 | 0,88 | 0,43 | 0,25 | 0,08 | 0,60 | 0,13 | 0,19 | 0,28 |
| $Al_2O_3$ | 7,93 | 13,90 | 13,94 | 18,17 | 13,75 | 13,88 | 17,27 | 14,12 | 12,07 | 16,76 | 14,77 | 15,24 | 12,92 | 12,65 | 14,07 |
| $Fe_2O_3$ | 4,00 | 2,74 | 1,68 | 2,19 | 1,98 | 5,98 | 3,27 | 3,12 | 0,93 | 1,66 | 1,04 | 4,75 | 1,58 | 1,19 | 1,86 |
| FeO | 0,19 | 2,86 | 3,95 | 6,08 | 1,07 | 1,08 | 0,35 | 2,22 | 0,63 | 1,42 | 0,56 | 0,78 | 0,43 | 0,36 | 0,70 |
| MnO | — | 0,12 | 0,20 | 0,29 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,10 | 0,03 | 0,07 | 0,27 | 0,24 | — | 0,05 | 0,11 |
| MgO | 0,84 | 1,46 | 1,83 | 3,40 | 1,05 | 0,79 | 0,52 | 1,41 | 0,12 | 2,52 | 0,23 | 3,30 | 0,70 | 0,42 | 1,22 |
| CaO | 1,17 | 3,90 | 3,87 | 8,40 | 4,56 | 2,68 | 2,80 | 3,91 | 3,33 | 4,08 | 1,55 | 3,85 | 1,25 | 1,47 | 2,59 |
| $Na_2O$ | 0,12 | 1,36 | 1,85 | 2,65 | 0,45 | 0,70 | 0,88 | 1,14 | 1,27 | 1,63 | 1,64 | 1,62 | 1,71 | 1,46 | 1,55 |
| $K_2O$ | 0,15 | 2,82 | 2,31 | 1,83 | 1,15 | 1,50 | 0,73 | 1,50 | 4,80 | 2,58 | 4,47 | 2,11 | 4,24 | 4,50 | 3,78 |
| $+H_2O$ | 6,15 | 7,17 | 9,25 | 1,33 | 12,78 | 8,99 | 9,60 | 7,89 | 6,13 | 4,92 | 5,96 | 6,40 | 5,81 | 5,99 | 5,87 |
| $-H_2O$ | 5,94 | 5,10 | 3,63 | — | 6,44 | 5,38 | 6,52 | 4,72 | 2,84 | 5,09 | 1,66 | 5,03 | 1,58 | 0,99 | 2,87 |
| $CO_2$ | nyom | 2,87 | nyom | 0,51 | — | — | — | 0,48 | — | nyom | nyom | nyom | nyom | nyom | — |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,17 | 0,23 | 0,19 | 0,08 | 0,11 | 0,05 | 0,12 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,36 | — | — | 0,06 |
| | 99,80 | 99,99 | 99,60 | 100,06 | 99,77 | 99,63 | 100,07 | 99,83 | 100,15 | 99,65 | 100,01 | 100,23 | 100,04 | 99,98 | 99,98 |

1. Petőfibánya 2. sz. f. 82,5 m.
2. Petőfibánya 2. sz. f. 195,0 m.
3. Petőfibánya 2. sz. f. 300,0 m.
4. Petőfibánya, elhagyott trasztufabánya keleti fala.
5—7. Petőfibánya, elhagyott trasztufabánya nyugati fala.
8. Saskő északi oldala, Rózsa-bércről nyugatra.
9. Disznókő, erdészeti útbevágás.
10. Sástói új útbevágás.
11—12. Felső-Abasár déli vége, „Ötpince".
13. Felső-Abasár déli vége, „Ötpince" (tufakonkréció).

Elemzők: Jankovits L.—Soha I.-né 1—3. 1966., 4—7. 1965. 8. Jankovits L. 1962. 9., 10. Jankovits L.—Soha I.-né 1970. 11—13. Emszt M.—Soha I.-né 1964. MÁFI.

Kémiai elemzések főleg a legnagyobb tömegű kőzettípusból, az üveges—horzsaköves vegyes tufából (l. 79. táblázat 1—7.) és a hegység más pontjain ismertetett dácitos vagy ritkábban riolitos jellegű iniciális tufabetelepüléseknek dácittufa mintáiból (l. 79. táblázat 8—13.) készültek.

Az 1. sz. minta csaknem teljesen horzsakőből és üvegtöredékekből áll. A magas víztartalomhoz nincs elegendő $Al_2O_3$-ja, amivel agyagásványt alkothatna. A 4,00%-os $Fe_2O_3$ feltehetően limonitként van jelen a kőzetben. A 2—7. sz. minta elemzése agyagásványosan bontott üveg- vagy horzsakőtufát bizonyít, a CaO, MgO, valamint az alkáliák egy része is kilúgzódott az agyagásványosodás során. Az FeO- és $Fe_2O_3$-tartalmat a magnetitkristályokon kívül az elenyésző mennyiségű színes ásványokból kioldott limonit adja. A magas víztartalom egy része a horzsakőben és üvegtöredékekben, másik része a kaolinites és montmorillonitos agyagásványokban van. A 2. és 4. sz. mintákban viszonylag magasabb $CO_2$-tartalmat a horzsakő üregeiben mikroszkóposan megfigyelhető kalcit szolgáltatja.

Az 1—7. sz. minták kémiai összetételének átlagos értékét érdemes meghatározni, mivel támpontot adhat a gazdaságos felhasználáshoz. A trasztufát régebben cementgyártásnál adalékként használták. Termelése a bánya újranyitásával gazdaságos lehet.

Az átlagértékre is jellemző a magas víztartalom és viszonylag alacsony CaO-érték.

Az elemzésekből továbbá megállapítható, hogy a 8., 10., 12. és 13. sz. minta dácittufa, de a vegyes tufák felé mutat átmenetet. A 9. és 11. sz. minta már átmenet a vegyes tufák felé. A minták magas víztartalma részben a horzsaköves és üvegfoszlányos jellegre, részben az agyagásványosodásra utal. Kőzettani vizsgálataink szerint mindkét jelleg erősen mutatkozik. Az összvastartalom viszonylag kevés, kivéve a 11. sz. mintát, ahol a magas $Fe_2O_3$ jelentős limonittartalomra vall. A CaO csökkenése az agyagásványosodás következményének tekinthető.

A 8—13. sz. minták átlagértéke Ca-szegény dácitos, riodácitos összetételt mutat. Az 1—7. sz. minták cementgyártásra alkalmasak, míg a 8—13. sz. minták — kis mennyiségük miatt — gazdaságilag jelentéktelenek.

### *7. Kálitrachit és kálidús kőzetek*

A hegység nyugati és középső részén nagy tömegben és elterjedésben található a középső sztratovulkáni piroxénandezit-összlet felső szintjeit képviselő, hidrotermálisan átalakult kőzetsorozat. A kőzetek színe — az átalakulás, majd az elbontás mértékétől függően — fehér, sárga, világosbarna és ritkábban zöldesszürke. A képződményeket hosszú ideig „hidrotermálisan bontott andezit" néven ismerték.

A területen 1969-ben végzett petrográfiai és petrokémiai vizsgálatok vitték előbbre a kérdés megoldását. Az átalakult kőzetek elterjedését a mai feltártság mellett nem lehet pontosan lehatárolni. Hozzávetőleges számítások szerint körülbelül 75 $km^2$-t borít, és a fúrások által megismert 40 m-es átlagvastagságot tekintve mintegy 3,0 $km^3$-es kőzettömeget képvisel.

Az optikai vizsgálatok ezideig csak kalcedont, kvarcot, elbontott földpátot és kőzettani mikroszkóppal meg nem határozható agyagásványhalmazokat említettek. A DTA vizsgálatok során illitet, szericitet és montmorillonitot találtak. Röntgen-vizsgálattal szeladonitot és glaukonitot (Kubovics I. 1964a), a kisebb üregekben finomtűs attapulgithalmazokat találtak (Nagy B. 1969-ben végzett vizsgálata).

A posztvulkáni hidrotermális hatásokra átalakult kőzetek káliumdúsulására Kiss J. (1958c), Varga Gy. (1958), Vidacs A. (1959) és Kubovics I. (1962) kutatási jelentései hívták fel a figyelmet. Kiss J. a közép-mátrai Aranybánya-folyásból egy hidrotermálisan elbontott andezitben 2,62% $Na_2O$ mellett 7,82% $K_2O$-t említett. Varga Gy. Galya-tetőtől északkeletre, a Fekete-tó körzetében egy pirites, kovás leukoandezitben 9,67% $K_2O$-t talált. Vidacs A. a nyugat-mátrai Világos-hegy déli előteréből ugyancsak egy hidrotermálisan átalakult kőzetből 2,25% $Na_2O$ mellett 6,00% $K_2O$-t írt le. Hasonlóan magas káliumtartalmat említenek jelentéseikben és dolgozataikban Kubovics I. és Varga Gy. a nyugat-mátrai Aranyos-bérc környékéből.

A Ny-i Mátrában 1963-ban megindult részletes térképezés anyagvizsgálatai más helyről is mutattak ki az átlagostól eltérő alkáliamennyiséget. Összehasonlítva a Mátra hegység üde vulkanitváltozatainak $K_2O$-tartalmával, mely átlagosan 1,50—2,70% között változik, csak elvétve találunk a fentiektől eltérő értékeket, mint pl. a hegység északi előterében levő csomoszvári kőzettelér 3,05%-os, az Ágasvár északi lejtőjéről gyűjtött andezit 4,08%-os és a Hasznos 2. sz. fúrás 90,0 m-éből származó andezit 4,23%-os $K_2O$-ja. Ez utóbbi már a kálitrachitos terület szegélyéről származik.

Az 1969-ben végzett vizsgálatok a lehetőség szerint lehatárolták a kálidús kőzetváltozatok előfordulásait, amennyire azt a fiatalabb fedőandezit megengedte. A tárgyalt kőzetek határául nyugaton a Zám-patakot, keleten Gyöngyös—Mátraháza—Parádsasvár vonalát, északon és délen az üledékes kőzetek elterjedését tekintjük. A fenti határon kívül egy kisebb káliumdúsulást ismerünk Jobbágyi közelében, ahol a széleskői sekélyszerkezet-kutató fúrás különböző mélységből származó mintáiban a $K_2O$-érték 3,87—4,56% között változik.

A fenti munkálatok során rendszeres mintagyűjtést és vizsgálatokat végeztünk. Ennek ellenére a minták lelőhelyei nem oszlanak meg arányosan, mivel a fedett területekről nem tudtunk gyűjteni. A kálidús területeket különkülön ismertetjük, mivel az egymástól távolabb eső előfordulások kőzetei ásványtanilag és petrokémiailag eltérőek.

A *Mátrakeresztes és Mátraszentimre közötti Bányabérc* és *Pelyhes* környékében a kálitrachit igen erősen átalakult, színe fehér, sárga és világosbarna. A Bányabércen folytatott érckutatás a mélyszinten üde, kloritosodott és uralitosodott kőzeteket talált. Felszínen és felszínközelben hidrotermálisan bontott kálidús kőzetek találhatók. A kőzetek főásványa szericitesedett szanidin. A színes elegyrészek hiányoznak, bár egy-két kisebb limonitos reliktum esetleg biotit vagy amfibol lehetett. A metszetekben gyakori a perlites szerkezet, melyeknek rajzolatait a limonitos mikrolitok még jobban kiemelik. Ez a változat a többi előforduláson is gyakori. A perlites szerkezet genetikája még néhány részkérdésben tisztázatlan (XXXV. tábla 1., 2., 3., XXXVI. tábla 1., 2., 3.). A terület mintáinak kémiai összetétele (80. táblázat) nagy szóródást mutat, ennek oka, hogy a kőzetek másodlagos kovásodása vagy teljes agyagásványosodása is szeszélyesen változik.

A bányabérci körzet kőzeteinek alkáliatartalmát a 81. táblázat, kémiai elemzését a 80. táblázat 1. rovata tartalmazza.

A *mátrakeresztesi Nagytölgyes-bérc* körzetében az alábbi területeken mindenhol megtaláljuk a többé-kevésbé átalakult kőzetváltozatokat: Nagytölgyes-bérc, Keresztes-bérc, Templom-bérc, Tölgyfaréti-oldal. A kőzetek ezeken a területeken is különböző mérvű másodlagos elszíneződéseken és kovásodáson mentek keresztül. Előfordul, hogy a szabad szemmel egyes változatokban

hidrotermálisan bontott andezitnek vélt kőzet ásványos összetételében a másodlagos kvarc és kalcedon 75—85%-ot is kitesz. Ebben az esetben természetesen a káliumdúsulás kisebb mérvű. A kőzetek főásványa a karlsbadi ikres szanidin, gyakran erősen szericitesedve. A plagioklász-fenokristályok igen ritkák, sőt egyes esetekben röntgenvizsgálattal sem lehet kimutatni. Színes elegyrészek nincsenek, bár egy-két alaktalan limonitos folt biotit, amfibol vagy piroxén lehetett. Másodlagos ásványai: kvarc, sugaras szerkezetű kalcedon és magnetitből keletkezett limonit.

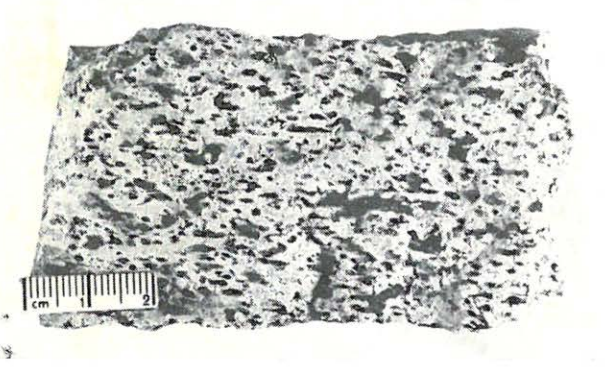
Ezen terület vulkanitjainak $K_2O$-koncentrációja az előbbinél valamivel alacsonyabb, aminek oka a terület erőteljesebb kovásodása.

Az elemzések (80. táblázat 2—6.) értékelésekor megállapíthatjuk, hogy a 3., 4. és 6. sz. elemzés mintája a szokottnál is erősebben kovásodott és a kovás metaszomatózis kiszorította az eredetileg agyagásványosodott és illitesedett részleteket, ezért ezekben a $K_2O$ nem emelkedett 6,37% fölé.

A *mátrakeresztesi Hidegkút-hegy északi lejtőjén* kisebb-nagyobb kovásodott, néha breccsás szerkezetű, fehér vagy halvány rózsaszínű átalakult kőzet található. Az álbreccsás szerkezet eredetileg lapillis volt. Kémiai elemzések nélkül a képződményt kovásodott dácittufának véltük, de a részletes ásványtani és kémiai elemzés (80. táblázat 7.) bizonyította, hogy egy erősebben kovásodott, lapillis kálitrachittufáról van szó. Fenokristályai szericitesedett szanidin, kevés kvarc és biotit. Az eredeti kőzet magnetitkristályai hematitosodtak és limonitosodtak. Utóbbi esetben elmosódó határú, sötétbarna foltok keletkeztek. A kőzetben egy-két limonitos homokkőzárvány is van. A homokkő a 300 m-rel mélyebben fekvő felsőhelvéti slírösszlet homokosabb rétegeiből származtatható.

A kálitrachittufa az előbbiekhez hasonlóan kiemelkedő mennyiségű alkáliát és kovasavat tartalmaz. Mátrakeresztestől nyugatra az egyik mintában 0,10% $Na_2O$ mellett 8,89% $K_2O$-t találtunk, ami a hasonló megjelenésű kőzetek között is kiugró érték.

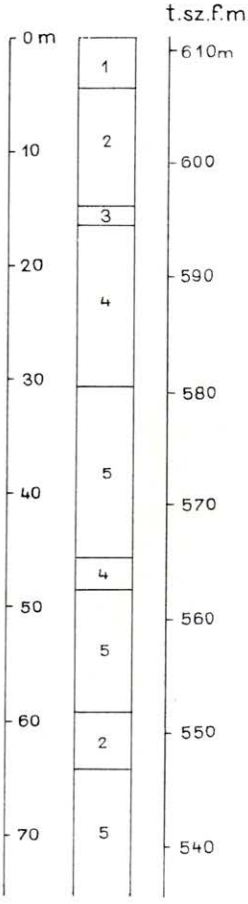
A hegység legnagyobb összefüggő és azonosan átalakult kálitrachit területe a *mátrakeresztesi Hidegkút-hegy déli lejtője*, az *Aranyos- és Korlát-domb*, valamint a *Szalajka-patak forrásvidéke*.




*53. ábra.* Hidrotermásan átalakult hólyagos kálitrachit — Aranyos-bérc. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 53.* Hydrothermally altered vesicular K-trachyte — Aranyos-bérc. (Photo: PELLÉRDY)

A kőzetek megjelenése hólyagos, helyenként szivacsos (XXXV. tábla 4.). Ez az oka, hogy egyes vélemények szerint a kálitrachit a hólyagos andezitek hidrotermális—metaszomatikus terméke (53. ábra) (KUBOVICS I. 1965). A területen mélyített sekélyszerkezet-kutató fúrások közül a Gyöngyöspata 1. sz. 64,2 m-ig több szakaszban, a Gyöngyöspata 3. sz. 35,0 m-ig harántolta a kálitrachitot és annak kovásodott tufáját (54., 55. ábra).

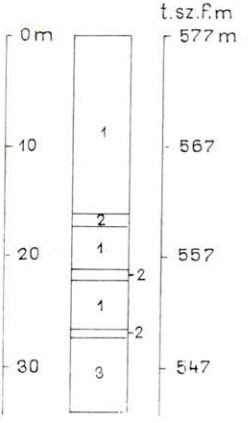



*54. ábra.* Gyöngyöspata (Gyp.) 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás kálitrachitos szakasza

*1.* Feltalaj, *2.* hidrotermásan átalakult kálitrachit, *3.* felső piroxénandezit apofiza, *4.* agyagásványosodott kálitrachittufa, *5.* középső piroxénandezit

*Textfig. 54.* K-trachyte interval of shallow stratigraphic borehole Gyöngyöspata (Gyp.)-1

*1.* Soil, *2.* hydrothermally altered K-trachyte, *3.* apophyse of the upper pyroxene andesite, *4.* argillized K-trachytic tuff, *5.* middle pyroxene andesite




*55. ábra.* Gyöngyöspata (Gyp.) 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás kálitrachitos szakasza

*1.* Kálitrachit, *2.* kálitrachittufa, *3.* piroxénandezit

*Textfig. 55.* K-trachyte interval of shallow stratigraphic borehole Gyöngyöspata (Gyp.)-3

*1.* K-trachyte, *2.* K-traehytic tuff, *3.* pyroxene andesite

A kálitrachit korára vonatkozóan bizonyos támpontot nyújt, hogy a Gyöngyöspata 1. sz. fúrás káligazdag kőzetsorát egy fiatalabb és teljesen üde piroxénandezit törte át, tehát kétségtelen, hogy a kálitrachit a fedőandezitnél idősebb. A Hidegkút-hegytől délre és délnyugatra a kovásodás látszólag csökken, és egyidejűleg a kálidúsulás emelkedik.

Az is megfigyelhető, hogy ahol a kovásodás vagy agyagásványosodás mértéke növekszik, ott a káliumdúsulás csökken. Ennek az az oka, hogy a kovás metaszomatózis kiszorítja a káliumot tartalmazó szanidint és illitet. Az agyagásványosodás pedig kilúgozza a káliumot a szericitesedett szanidinből és illitből (XXXVI. tábla 4.).

Az elemzéssorozat (80. táblázat 8—20.) értékeléséből megállapítható, hogy a kőzet 65—70% kovasavtartalomig lényeges káliumcsökkenést nem mutat, 70% felett a csökkenés igen gyors. A kontrollként készített alkáliaelemzések eredményeit a 81. táblázat szemlélteti.

A következő önálló kálitrachit terület a *gyöngyöstarjáni Kőmorzsás-tető—Világos-hegy—Felsőállás-tető—Macskalyuk* körzete.

A másodlagos átalakulás mértéke helyenként változó. Például a Kőmorzsás-tető területén a kovásodás erős, míg a Világos-hegy nyugati és északnyugati lejtőin az agyagásványosodás dominál. A kőzetek színe a másodlagos oxidáció vagy az eredeti vastartalmú ásványok mennyisége szerint változik. Tovább nyugat felé a kovásodás újra erősödik, és a Felsőállás-tető körzetében helyenként hematitos és mangános elszíneződés is észlelhető. A Macskalyuk körzetében a kovásodás szintén erős, de az elszíneződés valamivel enyhébb. A kőzetek főásványa itt is szericitesedett vagy agyagásványosodott szanidin, néha karlsbadi ikres, primér kvarcot nem tartalmaz. A másodlagos kovásodás részben a kimállott ásványok helyét, részben a hólyagok falát vonja be. A kvarckristályok kiválásai mellett esetenként kisebb üregek kitöltésében a kalcedon is résztvesz. Színes elegyrészeket itt sem találtunk, mivel a szabálytalan határú limonitos foltok nem jelentenek kétségtelenül színes elegyrész reliktumokat, hanem az eredeti kőzet magnetitkristályai is lehettek. A kőzetek alapanyaga limonitosan színezett agyagásványos állomány, folyásos szerkezet szerint elrendeződő földpáttűkkel és kisebb krisztobalitos átkristályosodó gócokkal.

A terület kőzeteinek kémiai összetételét a 80. táblázat 21—29. rovata szemlélteti.

A teljes elemzések mellett kontrollként alkáliaelemzések is készültek. Az alkáliaértékek igen erős szóródást mutatnak az elemzett minták átalakulásának mértéke szerint. Az elemzési értékek megoszlását területegységeken belül a 81. táblázat tartalmazza.

Az elemzéseket vizsgálva megállapíthatjuk, hogy területi összesítésben a káliumtartalom 6,5-szöröse a nátriumnak, míg az előbbi előfordulásokon ez a szám elérte a 13,6-ot is. A kisebb mérvű káliumdúsulás okát a kőzetek erősebb kovásodásában vagy erőteljesebb agyagásványosodásában kell keresnünk. Érdekes, hogy az agyagásványosodás még a kovás metaszomatózisnál is erősebben kiszorítja a $K_2O$-t a kőzetekből, erre vall, hogy a világos-hegyi erősen agyagásványosodott kőzetek $K_2O$-tartalma csak ritkán emelkedik 7,00% fölé.

A *Gyöngyöstarjántól É-ra levő Hársas-hegy* és közvetlen környéke szintén erősen átalakult káliumgazdag kőzetekből áll. A kovás metaszomatózis és az agyagásványosodás valamivel gyengébb, és talán ennek tulajdonítható, hogy a káliumdúsulás e helyen sokkal erősebb. Egy-két mintában viszont ellent-

mondóan kevés $K_2O$-t találtunk (pl. a Hársas nyugati lejtőjéről és a Gyöngyöstarján 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 12,6 m-éből) (56. ábra). Ennek okát abban látjuk, hogy az erős kilúgzás után jövő kovás és baritos oldatok kiszorították a káliumot. Egyébként ez a terület csaknem az egész hegység káliumban leggazdagabb része.

A kőzetek ásványos összetételében szericitesedett szanidin ismerhető fel. A színes ásványok hiányoznak, egy-két limonitos folt kivételével. Ezenkívül másodlagos kvarc jelenik meg nagy mennyiségben, amiben különböző generációkat lehet elkülöníteni. A vulkanitban néhány barittű vagy -tábla található, amely azonban genetikailag a közeli érces kvarc-barittelér keletkezéséhez kötődik.

A terület kőzeteiből három teljes és tizenöt alkáliaelemzés készült (l. 80. táblázat 30—32. rovatát, ill. 81. táblázatot).

A Gyöngyösoroszi Ércbányától délre a Tóthegyes oldaláról fut le a *Zsibrik-patak* (Szomor-patak), mely igen meredek falú völgyet vájt ki. A völgyfalakat uralkodóan limonitos, erősen agyagásványosodott kálitrachit és andezit alkotja. A DTA-vizsgálatok illitet és montmorillonitot találtak. Mikroszkóppal felismerhető ásványok közül földpát-fenokristályok említhetők, melyeket pontosan meghatározni már nem lehet, mivel a szericitesedés és agyagásványosodás 80—90%-ig átalakította. Gyakran csak földpát utáni agyagásványos pszeudomorfózát találunk. Színes elegyrészeket nem találtunk, az esetleges limonitos gócokból vagy foltokból már nem határozható meg az eredeti ásvány. A kőzetek kémiai összetétele (l. 80. táblázat 33., 34. rovatát, ill. 81. táblázatot) alkáliában szegényebb az előbbieknél, amit az erőteljesebb agyagásványosodásnak tulajdonítunk.

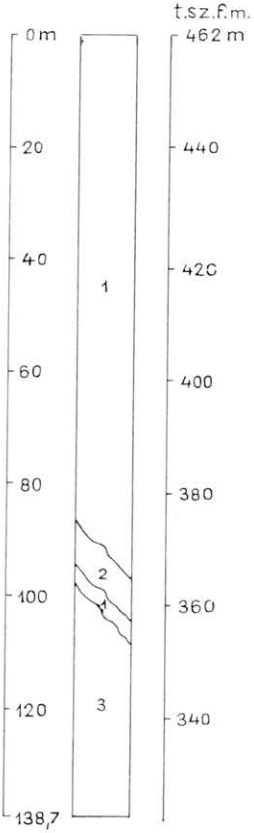
A Gyöngyösoroszi Ércbányától keletre levő *Malom-bérc* szintén a fentiekben említett kovásodott és agyagásványosodott kálitrachitból áll. Az alkálidús kőzetek a területen a közeli érchozó hidrotermák hatására már piritesedtek és kloritosodtak is. Az eredeti ásványok felismerhetetlenek, bár a szögletes, teljesen szericitesedett és agyagásványosodott szemcsék minden bizonnyal földpát-fenokristályok voltak. Színes elegyrészekre már reliktumokból sem lehet következtetni. A piritkristályok idiomorfak. A másodlagos kovásodás különböző szemcséjű kvarckristályokat és -mezőket eredményezett, melyek bizonyos időbeliséget fejeznek ki. Az egyes mezők elmosódó határai szintén arra vallanak, hogy az eredeti fenokristályok — pl. földpát — helyét egymásután töltötte ki a kvarc. A Malom-bérc egyik érckutató árkából vett pirites minta kémiai összetételét a 80. táblázat 35. rovata mutatja.

Az elemzésből erős kovásodásra következtethetünk, míg makroszkóposan részleges kloritosodás látszik. A hasonló elbontású kőzetek MgO-tartalma sokkal alacsonyabb. A területről vett minták alkáliatartalmát a 81. táblázat mutatja be.

*Mátraszentimre—Galya-tető* körzetéből néhány elszigetelt pontról is ismerünk magas alkáliaértékeket. A vizsgált kőzetek limonitosak, különbözőképpen kovásodott, szericitesedett vagy agyagásványosodott kálitrachitváltozatok. Eredeti ásványok csak elvétve ismerhetők fel. A mátraszentimrei lejtakna egyik, látszatra üde megjelenésű mintájában kloritosodó hipersztén mellett ikerlemezes és zónás plagioklász-fenokristályokat találunk, melyek kivétel nélkül erősen szericitesedtek. Ez utóbbi kétségtelenül másodlagosan átalakult andezit, melyben a talált magas alkáliatartalom eredete a hidrotermális oldatokhoz kapcsolódó kálimetaszomatózissal magyarázható.

A szétszórtan jelentkező minták alkáliatartalmát a 81. táblázat mutatja be.

Galya-tetőtől keletre, a *Fekete-tó körzetében* már 1958-tól ismert a kovásodott, kloritosodott, pirithintéses kálitrachit. A kőzet üde, színe hamuszürke, de repedések mentén és felszínközelben világosszürkére, majd fehérre alakult át. A földpát-fenokristályok szanidines összetételűek és erősen szericitesedtek. Színes elegyrészeket vagy azok reliktumait nem találtuk. A másodlagos ásványok közül az üregekben és az átkristályosodott kőzetüvegben aprószemcsés kvarc figyelhető meg. Ezenkívül kisebb fokú karbonátosodás és piritesedés található. A kálitrachittömeg nyitott repedéseiben érckiválás volt, melyet a kálitrachittömeg földtani helyzetét kutató fúrás is harántolt (57. ábra). A fúrás

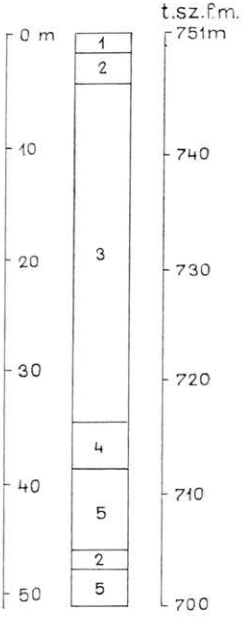



*56. ábra.* Gyöngyöstarján (Gyt.) 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás szelvénye

*1.* Kálitrachit, *2.* kalcittelér, *3.* kvarctelér

*Textfig. 56.* Lithological log of shallow stratigraphic borehole Gyöngyöstarján (Gyt.)-3

*1.* K-trachyte, *2.* calcite vein, *3.* quartz vein




*57. ábra.* Mátraszentimre (Galya-tető) (Mszti) 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás szelvénye

*1.* Feltalaj, *2.* középső piroxénandezit, *3.* hidrotermásan átalakult kálitrachit, *4.* homok közbetelepülés, *5.* horzsaköves dácittufa

*Textfig. 57.* Lithological log of shallow stratigraphic borehole Mátraszentimre (Mszti)-1 (Galya-tető)

*1.* Soil, *2.* middle pyroxene andesite, *3.* hydrothermally altered K-trachyte, *4.* interbedded sand layer, *5.* pumiceous dacitic tuff

tanúsága szerint a kálitrachittömeg egy kisebb méretű extrúziós test, mely a középső sztratovulkáni sorozatba nyomult be a posztvulkáni—hidrotermális fázist megelőzően. A kőzetváltozat kémiai összetételét a 80. táblázat 36. rovata tartalmazza. Az elemzést értékelve megállapítható, hogy a kálitrachitoknál szokatlanul magas MgO-érték a kőzet részleges kloritosodásából adódik. $K_2O$, MgO és $Fe_2O_3$ kivételével az oxidok kilúgzódtak, és így a fentiek relatíve feldúsultak. A teljes elemzésen kívül három alkáliaelemzés is készült (l. 81. táblázatot).

Az előbbieknél valamivel gyengébb kálidúsulás észlelhető a *Közép-Mátra* hidrotermálisan átalakított területein, ahol ez a kőzet a teléres ólom—cink érctelepek mellékkőzete. Ez földrajzilag a *Mogyorós-orom, Nagylipót, Vércverés és Aranybánya-folyás körzete.* Itt még hangsúlyozottabban mutatkozik, hogy az erőteljes agyagásványosodás részben vagy egészben kiszorítja a káliumot tartalmazó szericites szanidin-fenokristályokat. Az agyagásványosodás igen tág határok között változhat, néha a kőzet csaknem plasztikus, montmorillonitos, máskor szilárdabb, de az eredeti kőzetszövetet teljesen elvesztő, agyagos képződmény. Mivel a limonit valamennyit többé-kevésbé megszínezte, a minták zöme sárga, világosbarna és vörösesbarna színű. A kovásodott minták színben hasonlóak a többihez, de szilárdságuk nagyobb és erekben fenn-nőtt kvarckristályokat, esetenként pirit-, galenit-, szfaleritkristályokat találunk. Mikroszkóp alatt néhány formáját megtartó, de teljesen szericitesedett földpát-fenokristály ismerhető fel, pontos meghatározása nem lehetséges. Egy-két vörösbarnára színeződött ásványreliktum esetleg piroxén volt.

A terület kőzeteinek kémiai összetételét (80. táblázat 37—39. rovat) a kovásodás és agyagásványosodás erősen befolyásolja. Alkáliatartalmuk is igen tág határok között változik (l. 81. táblázatot).

Mint az elemzésekből kitűnik, a 38. sz. minta a szokottnál erősebben kovásodott, a 37. sz. minta erősen agyagásványosodott. A 39. sz. minta a szokásos, részben kovásodott kálitrachitot, illetve kálimetaszomatizált kőzetet képviseli.

A kőzettömegek jelenlegi kialakulása kétségtelenül posztvulkáni hidrotermális hatásokra vezethető vissza. Bonyolultabb kérdés az eredeti kőzet kőzettani és kőzetkémiai jellege. A feltáratlanság miatt teljes átmenetet nem találtunk, bár, mint említettük, néhány minta szöveti reliktuma inkább andezitre, más részük trachiandezitre és trachitra enged következtetni.

A kérdés bonyolultságát fokozza, hogy a kémiai átalakulás két úton is végbemehet.

1. Ha a kőzet CaO, MgO és $Na_2O$-ja kioldódik, akkor a megmaradt $K_2O$ viszonylagosan felszaporodik. Ebben az esetben többletkáliumra nincs szükség, amit a hidrotermális oldatoknak kellene szállítaniok. Köztudott, hogy a szénsavas hidrotermák könnyen kioldják a kőzet eredeti káliumát és kaolinosodás megy végbe. Honnan kapták tehát kőzeteik a káliumtöbbletet? Fel kell tételeznünk, hogy bizonyos körülmények között a kálium nem oldódik ki könnyen és így relatíve feldúsul.

2. Amikor a kőzet mállásakor a kálium is kioldódik, de a felszálló hidrotermás oldatok újabbat hoznak, ez az illitben megkötődik. Ennek csak az mond ellent, hogy a recens posztvulkáni hévforrások, gejzírek vizében csaknem minden elem nagyobb mennyiségben vesz részt, mint a kálium. A Mátra hegységben ismerünk olyan andezites megjelenésű kőzeteket, melyeknek összetételében a $K_2O$ mindig magasabb, mint a $Na_2O$. Az ilyen káligazdag vulkanit hidrotermás hatásokra könnyen válhat még gazdagabbá, vagyis $K_2O$-tartalma könnyen növekedhet két-háromszorosára, mivel a normál andezit $K_2O$-tartalmának négy-ötszörösére kellene dúsulni, hogy az átlagként szereplő 7,80%-ot elérje.

## Kálitrachit és kálidús kőzetek kémiai elemzése

| A vizsgált kőrzet | Mátrakeresztes, Bányabérc környéke | Mátrakeresztes, | Nagytölgyes — | Kistölgyes- | bércek | körzete | Mátrakeresztes, Hidegkút-hegy É-i előtere | Aranyos-bérc — | | Korlát-domb — | Hidegkút-hegy | | D-i előtere | | Szőkebükk — | Szalajka-patak | | körzete | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lelőhely | Bányabérci útbevágás, a kutatóaknától É-ra | Mátrakeresztes, Keresztes-bérc DK-i vége | Mátrakeresztes, Tölgyfaréti oldal | Mátrakeresztes, Templom-bérc | Mátrakeresztes, kistölgyesi tárók melléől | Mátrakeresztes, kistölgyesi tárók közeléből | Hidegkút-hegy É-i lejtőjéről | Aranyos-bérc D-i vége | Aranyos-bérc DNy-i szárnya | Korlát-domb teteje | Korlát-domb D-i lejtője | Korlát-domb É-i vége | Gyöngyóspata I. térk. fúrás 5,00 m-ből | Hidegkút-hegy D-i lejtője | Hidegkút-hegy DNy-i lejtője | Szőkelükk — Aranyos-bérc között | Szőkebükk Ny-i lejtője | Korlát-domb DK-i lába, Szalajka-völgy | Korlát-domb DK-i lába, Szalajka-völgy | Korlát-domb DK-i lába, Szalajka-völgy |
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 60,52 | 62,56 | 74,18 | 85,80 | 58,15 | 73,96 | 74,57 | 67,64 | 66,79 | 63,46 | 66,00 | 65,79 | 54,97 | 68,01 | 65,25 | 57,77 | 66,03 | 68,52 | 59,76 | 52,86 |
| $TiO_2$ | 0,69 | 0,58 | 0,38 | 0,64 | 0,81 | 0,78 | 0,13 | 0,46 | 0,54 | 0,45 | 0,57 | 0,54 | 0,97 | 0,58 | 0,70 | 1,37 | 0,68 | 0,53 | 0,75 | 0,68 |
| $Al_2O_3$ | 20,38 | 18,02 | 13,23 | 5,33 | 11,52 | 8,29 | 12,03 | 12,09 | 15,83 | 15,58 | 15,46 | 15,57 | 18,81 | 16,02 | 14,23 | 16,25 | 16,45 | 13,21 | 16,61 | 16,34 |
| $Fe_2O_3$ | 2,07 | 4,46 | 1,30 | 0,60 | 6,91 | 6,48 | 1,52 | 4,75 | 3,34 | 0,01 | 1,48 | 1,00 | 6,27 | 1,97 | 5,04 | 7,84 | 2,31 | 3,86 | 6,85 | 11,17 |
| FeO | 0,47 | 0,67 | 0,66 | 0,66 | 1,26 | 0,33 | 0,33 | 0,47 | 0,56 | 0,42 | 0,45 | 0,40 | 0,40 | 0,24 | 0,33 | 0,12 | 0,07 | 0,03 | — | — |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,17 | — | 0,55 | 0,09 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,10 | nyom | — | 0,04 | 0,02 | 0,16 | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 0,64 | 0,19 | 0,20 | 0,39 | 5,16 | 0,28 | 0,06 | 0,91 | 0,91 | 0,52 | 0,74 | 0,37 | 2,90 | nyom | 0,27 | 0,75 | 0,57 | 1,01 | 0,37 | 0,37 |
| CaO | 1,08 | 0,27 | 0,63 | 0,72 | 1,09 | 0,71 | 0,18 | 0,90 | 0,72 | 1,03 | 0,63 | 1,26 | 1,45 | nyom | 0,71 | 1,19 | 0,20 | 0,23 | 0,19 | 0,19 |
| $Na_2O$ | 0,21 | 0,16 | 0,14 | 0,10 | 0,15 | 0,09 | 0,20 | 0,39 | 0,92 | 0,21 | 0,36 | 0,25 | 0,49 | 0,34 | 3,56 | 0,33 | 0,89 | 0,17 | 0,63 | 0,17 |
| $K_2O$ | 10,40 | 10,15 | 6,40 | 4,89 | 6,37 | 5,40 | 10,23 | 10,23 | 7,35 | 12,85 | 13,08 | 11,75 | 7,73 | 8,18 | 6,07 | 9,08 | 10,12 | 9,67 | 11,26 | 11,53 |
| $+H_2O$ | 2,72 | 2,38 | 2,47 | 1,39 | 5,70 | 2,80 | 0,78 | 2,19 | 2,41 | 1,56 | 0,93 | 1,65 | 4,41 | 3,31 | 2,08 | 2,97 | 1,53 | 1,49 | 2,40 | 4,88 |
| $-H_2O$ | 0,69 | 0,48 | 0,05 | — | 1,95 | 0,56 | — | 0,10 | 0,19 | 0,83 | 0,57 | 1,37 | 1,00 | 1,22 | 0,83 | 2,11 | 0,68 | 0,31 | 0,31 | 0,55 |
| $CO_2$ | 0,09 | — | — | — | 0,10 | 0,07 | nyom | — | — | 0,50 | 0,34 | 0,32 | — | nyom | 0,19 | nyom | nyom | 0,59 | nyom | nyom |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,09 | 0,37 | 0,03 | 0,16 | 0,07 | 0,02 | 0,06 | 0,12 | 0,16 | 0,05 | 0,71 | 0,20 | 0,16 | 0,14 | 0,24 | 0,85 |
| S | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,14 | 0,60 |
| | 100,03 | 100,03 | 99,73 | 100,59 | 99,43 | 100,12 | 100,61 | 100,38 | 99,65 | 100,48 | 100,73 | 100,43 | 99,66 | 99,92 | 99,97 | 100,02 | 99,71 | 99,92 | 99,52 | 100,20 |

*80. táblázat folyt.*

| A vizsgált kőzet | Kőnorzsás— | | Máspataka-völgy— | | | Világos-hegy | | körzete | | Hársas-hegy körzete | | | Gyöngyösoroszi | Érchányа | körzete | Galya-tető körzete | Aranybánya-folyás— | | Nagylipót körzete | Átlagos összetétel 1—39. sz. mintából |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lelőhely | Kőnorzsás-tető | Kőnorzsás-tető ÉNy-i része | Máspataka-völgytől K-re | Disznós-part | Disznós-kút | Világos-hegy DNy-i lejtője | Világos-hegy É-i lába | Felsőállás-tetőtől DK-re 300 m-re | Világos-hegy ÉK-i előtere | Hársas-hegy DK-i lejtője | Hársas-hegy teteje | Gyöngyóstarján 3. térk. fúrás 61,0 m-ből | Kables-völgy felső szakasza | Zsibrik-völgy déli meredélye | Malom-bérc érckutató árok | Galya-tetőtől KÉK-re Fekete-tó mellől | Aranybánya-folyás | Nagylipót Ny-i szegélye | Mogyorós-orom új útbevágás | |
| | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | 27. | 28. | 29. | 30. | 31. | 32. | 33. | 34. | 35. | 36. | 37. | 38. | 39. | |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 69,06 | 67,55 | 66,21 | 69,11 | 65,93 | 69,68 | 67,47 | 66,64 | 72,14 | 68,07 | 63,94 | 64,88 | 69,66 | 68,29 | 71,19 | 65,20 | 57,76 | 74,31 | 65,82 | 66,64 |
| $TiO_2$ | 0,44 | 0,50 | 0,45 | 0,62 | 0,66 | 0,46 | 0,43 | 0,48 | 0,39 | 0,30 | 0,43 | 0,38 | 0,26 | 0,19 | 0,64 | 0,94 | 0,84 | 0,37 | 0,70 | 0,57 |
| $Al_2O_3$ | 13,17 | 13,51 | 15,25 | 15,05 | 16,54 | 13,07 | 13,24 | 15,04 | 11,13 | 12,94 | 18,45 | 13,79 | 15,51 | 18,03 | 16,49 | 14,96 | 19,29 | 12,34 | 17,74 | 14,80 |
| $Fe_2O_3$ | 2,43 | 3,67 | 4,65 | 1,31 | 3,35 | 2,76 | 2,80 | 3,08 | 3,89 | 3,28 | 3,51 | 4,84 | 1,37 | 0,37 | 0,47 | 3,22 | 6,41 | 2,64 | 1,99 | 3,48 |
| FeO | 0,62 | 0,37 | 0,45 | 0,51 | 0,13 | 0,78 | 0,56 | 0,66 | 0,37 | 0,89 | 0,47 | 0,78 | 0,47 | 0,42 | 0,47 | 0,22 | 0,13 | 0,56 | 0,56 | 0,44 |
| MnO | 0,06 | 0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,03 | 0,10 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,18 | 0,08 | 0,01 | 0,02 | — | nyom | 0,04 | 0,02 | 0,07 |
| MgO | 0,32 | 0,20 | 0,50 | 0,24 | 0,25 | 0,30 | 0,39 | 0,13 | 0,40 | 0,78 | 0,32 | 0,36 | 0,40 | 0,52 | 1,69 | 2,03 | 0,46 | 0,16 | 1,42 | 0,70 |
| CaO | 0,45 | 0,28 | 0,42 | 0,22 | 1,41 | 0,98 | 1,99 | 0,36 | 0,56 | 0,72 | 0,45 | 0,48 | 0,28 | 0,90 | 0,72 | 0,40 | 0,39 | 1,26 | 0,72 | 0,63 |
| $Na_2O$ | 0,87 | 0,91 | 0,93 | 1,06 | 2,25 | 0,62 | 1,00 | 0,87 | 0,24 | 0,33 | 0,13 | 0,12 | 0,42 | 0,87 | 0,18 | 0,48 | 2,62 | 0,31 | 1,33 | 0,65 |
| $K_2O$ | 8,81 | 9,52 | 8,93 | 10,30 | 6,00 | 7,95 | 6,76 | 9,91 | 6,20 | 7,70 | 7,70 | 10,10 | 7,40 | 5,32 | 4,00 | 9,67 | 7,82 | 4,87 | 4,24 | 8,37 |
| $+H_2O$ | 3,20 | 3,15 | 1,57 | 1,31 | 1,97 | 2,24 | 5,53 | 2,17 | 3,48 | 4,45 | 3,47 | 2,89 | 3,05 | 3,94 | 3,67 | 2,82 | 3,31 | 2,60 | 5,08 | 2,82 |
| $-H_2O$ | 0,30 | 0,24 | 0,36 | 0,26 | 1,45 | 1,05 | 0,28 | 0,92 | 1,40 | 0,19 | 0,24 | 0,35 | 0,67 | 0,94 | 0,35 | 0,47 | 0,93 | 0,08 | 0,96 | 0,64 |
| $CO_2$ | — | nyom | 0,05 | nyom | — | nyom | 0,07 | — | nyom | — | — | 0,07 | nyom | — | — | — | — | nyom | nyom | 0,06 |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,23 | 0,08 | 0,07 | 0,15 | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,05 | 0,11 | 0,11 | 0,05 | 0,06 | 0,10 | 0,03 | 0,10 | nyom | 0,05 | 0,03 | 0,14 |
| S | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,24 | — | — | — | — | 0,03 |
| | 99,83 | 100,23 | 100,00 | 100,17 | 100,12 | 100,10 | 100,65 | 100,40 | 100,30 | 99,82 | 99,26 | 99,27 | 99,63 | 99,90 | 100,16 | 100,51 | 99,96 | 99,59 | 100,61 | 100,04 |

Elemzők: 1—4., 7—9., 21., 27., 28., 30., 31., 34., 35., 38., 39. Jankovits L.—Soha I.-né 1969. 5., 6. Jankovits L.—Soha I.-né 1966. 10—12. Nemes L.-né—Guzy K.-né 1969. 13. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 14. Tolnay V.—Soha I.-né 1965. 16—19., 20. Tolnay V.—Guzy K.-né 1966. 22—24., 26., 29., 32., 33. Emszt M.—Soha I.-né 1969. 25. Csajághy G. 1959. 36. Jankovits L. 1959. 37. Barabás L.-né 1958. MÁFI; 15. Simó B.—Kubovics I. 1965. ELTE.

*81. táblázat*

**Kálitrachit és kálidús kőzetek alkália elemzései**

| | $Na_2O$ % | $K_2O$ % | $K_2O/Na_2O$ |
|---|---|---|---|
| Bányabérc körzete: | | | |
| Egres-tető, útbevágás | 0,18 | 3,93 | 21,8 |
| Bányabérc, útbevágás 1. | 0,24 | 11,40 | 47,5 |
| Bányabérc, útbevágás 2. | 0,36 | 12,75 | 35,4 |
| Bányabérc, kutatóakna 1. | 0,82 | 10,50 | 12,8 |
| Bányabérc, kutatóakna 2. | 0,27 | 11,13 | 41,2 |
| Bányabérc, kutatóakna 3. | 0,24 | 11,50 | 47,9 |
| Bányabérc, kutatóakna 558-as szint 1. | 0,15 | 9,38 | 62,5 |
| Bányabérc, kutatóakna 558-as szint 2. | 2,03 | 4,62 | 2,3 |
| Alkália átlagérték | 0,50 | 9,51 | 19,0 |
| Nagy- és Kistölgyes körzete: | | | |
| Nagytölgyes táró mellett | 1,16 | 7,21 | 6,2 |
| Nagytölgyes gerinc DK-i lejtője | 0,13 | 9,45 | 72,7 |
| Nagytölgyes csúcsa | 0,19 | 5,60 | 29,8 |
| Keresztes-bérc DK-i vége | 0,16 | 10,15 | 63,4 |
| Keresztes-bérc | 0,17 | 8,75 | 51,5 |
| Keresztes-bérc ÉNy-i része | 0,13 | 8,82 | 67,8 |
| Keresztes-bérc ÉNy-i vége | 0,12 | 8,89 | 74,1 |
| Tölgyfaréti oldal | 0,16 | 11,24 | 70,3 |
| Kistölgyes-táró körzete | 0,15 | 4,01 | 26,7 |
| Templom-bérc | 0,09 | 5,40 | 60,0 |
| Hulla- és tóréti patak összefolyása | 0,10 | 3,21 | 32,1 |
| Alkália átlagérték | 0,23 | 7,53 | 32,7 |
| Hidegkút-hegy, Aranyos-bérc és Korlát-domb körzete: | | | |
| Gyöngyöspata 1. fúráspont mellől | 0,40 | 8,05 | 20,1 |
| Hidegkút-hegy DNy-i része | 0,16 | 4,76 | 29,8 |
| Gyöngyöspata 1. sz. f. 25,0 m-ből | 2,51 | 4,64 | 1,8 |
| Gyöngyöspata 1. sz. f. 48,0 m-ből | 0,21 | 9,20 | 43,8 |
| Hidegkút-hegy DNy-i lejtője | 0,24 | 8,33 | 34,7 |
| Hidegkút-hegy, erdészháztól Ny-ra | 1,75 | 8,16 | 4,7 |
| Hidegkút-hegytől Ny-ra | 0,48 | 8,38 | 17,5 |
| Aranyos-bérc K-i szárnya 1. | 0,74 | 8,05 | 10,9 |
| Aranyos-bérc K-i szárnya 2. | 0,76 | 10,22 | 13,4 |
| Aranyos-bérc K-i szárnya 3. | 0,52 | 8,48 | 16,3 |
| Aranyos-bérc D-i része 1. | 0,29 | 6,51 | 22,4 |
| Aranyos-bérc D-i része 2. | 1,02 | 8,33 | 8,2 |
| Korlát-domb K-i lejtője | 0,18 | 10,08 | 56,0 |
| Korlát-domb teteje 1. | 0,22 | 9,60 | 43,6 |
| Korlát-domb teteje 2. | 0,64 | 8,43 | 13,2 |
| Korlát-domb teteje 3. | 1,07 | 7,55 | 7,1 |
| Korlát-domb teteje 4. | 0,29 | 7,20 | 24,8 |
| Korlát-domb D-i lejtő | 0,24 | 12,18 | 50,8 |
| Korlát-domb É-i vége | 0,20 | 7,05 | 35,3 |
| Korlát-domb D-i lábánál | 0,14 | 6,88 | 49,1 |
| Korlát-domb Ny-i lejtő 1. | 0,16 | 5,63 | 35,2 |
| Korlát-domb Ny-i lejtő 2. | 0,24 | 6,54 | 27,3 |
| Csepegő-kút, erdei út alsó része 1. | 0,26 | 9,20 | 35,4 |

*81. táblázat folyt.*

| | $Na_2O$ % | $K_2O$ % | $K_2O/Na_2O$ |
|---|---|---|---|
| Csepegő-kút, erdei út alsó része 2. | 1,53 | 9,50 | 6,2 |
| Szalajka-patak felső része 1. | 0,65 | 9,20 | 14,2 |
| Szalajka-patak felső része 2. | 0,81 | 3,78 | 4,7 |
| Alkália átlagérték | 0,63 | 8,59 | 13,6 |
| Kőmorzsás-tető, Világos-hegy és Macskalyuk körzete: | | | |
| Kőmorzsás-tető 1. | 1,05 | 3,05 | 2,9 |
| Kőmorzsás-tető 2. | 3,28 | 2,80 | 0,9 |
| Kőmorzsás-tető 3. | 1,35 | 8,50 | 6,3 |
| Kőmorzsás-tető 4. | 0,26 | 11,71 | 45,0 |
| Világos-hegy Ny-i lejtője 1. | 1,41 | 4,59 | 3,3 |
| Világos-hegy Ny-i lejtője 2. | 0,52 | 8,30 | 16,0 |
| Világos-hegy Ny-i lejtője 3. | 1,67 | 3,82 | 2,3 |
| Világos-hegy ÉNy-i lejtője 1. | 2,30 | 2,93 | 1,3 |
| Világos-hegy ÉNy-i lejtője 2. | 1,66 | 4,90 | 2,9 |
| Világos-hegy ÉNy-i lejtője 3. | 1,17 | 3,65 | 3,1 |
| Macskalyuk 1. | 0,64 | 8,03 | 12,5 |
| Macskalyuk 2. | 0,86 | 9,81 | 11,4 |
| Macskalyuk 3. | 1,01 | 9,38 | 9,3 |
| Macskalyuk 4. | 0,61 | 8,04 | 13,2 |
| Macskalyuk 5. | 0,48 | 7,80 | 16,3 |
| Macskalyuk 6. | 0,48 | 7,86 | 16,4 |
| Alkália átlagérték | 1,10 | 7,18 | 6,5 |
| Hársas-hegy körzete: | | | |
| Hársas-hegy Ny-i lejtője 1. | 0,14 | 12,15 | 86,8 |
| Hársas-hegy Ny-i lejtője 2. | 3,30 | 4,90 | 1,5 |
| Hársas-hegy DK-i lába | 0,44 | 9,15 | 20,8 |
| Hársas-hegy DK-i oldal 1. | 0,17 | 6,05 | 35,6 |
| Hársas-hegy DK-i oldal 2. | 0,15 | 10,63 | 74,2 |
| Hársas-hegy D-i árkolás | 0,18 | 10,72 | 59,6 |
| Hársas-hegy É-i árkolás | 0,12 | 12,02 | 100,2 |
| Hársas-hegy É-i lejtője | 0,15 | 11,50 | 76,7 |
| Hársas-hegy É-i erdei tisztás | 1,33 | 4,38 | 3,3 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 4,4 m-ből | 0,16 | 11,10 | 69,4 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 12,6 m-ből | 1,80 | 2,16 | 1,2 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 42,4 m-ből | 0,62 | 10,90 | 17,6 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 60,6 m-ből | 0,21 | 11,20 | 53,3 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 70,7 m-ből | 0,34 | 10,85 | 31,9 |
| Gyöngyöstarján 3. sz. f. 74,8 m-ből | 0,15 | 13,50 | 90,0 |
| Alkália átlagérték | 0,55 | 9,26 | 16,8 |
| Zsibrik-völgy körzete: | | | |
| Zsibrik-völgy felső része 1. | 0,08 | 0,12 | 1,5 |
| Zsibrik-völgy felső része 2. | 0,13 | 3,93 | 30,2 |
| Zsibrik-völgy felső része 3. | 0,72 | 3,40 | 4,7 |
| Zsibrik-völgy alsó része 1. | 1,59 | 3,50 | 2,2 |
| Zsibrik-völgy alsó része 2. | 1,95 | 0,25 | 0,1 |
| Zsibrik-völgy D-i meredélye | 0,76 | 8,15 | 10,7 |
| Alkália átlagérték | 0,81 | 4,01 | 5,0 |

*81. táblázat folyt.*

| | $Na_2O$ % | $K_2O$ % | $K_2O/Na_2O$ |
|---|---|---|---|
| Malom-bérc körzete: | | | |
| Malom-bérc D-i vége 1. | 0,13 | 3,79 | 29,2 |
| Malom-bérc D-i vége 2. | 0,81 | 7,28 | 9,0 |
| Malom-bérc, mesterséges árkolás | 1,08 | 9,60 | 8,9 |
| Malom-bérc É-i vége | 1,13 | 7,40 | 6,5 |
| Alkália átlagérték | 0,66 | 6,41 | 9,7 |
| Mátraszentimre körzete: | | | |
| Nagyátalkői kőfejtő 1. | 1,78 | 2,40 | 1,3 |
| Nagyátalkői kőfejtő 2. | 0,13 | 9,66 | 74,3 |
| Mátraszentimrei lejtakna | 0,11 | 9,52 | 86,5 |
| Lengyendi Galya, útbevágás | 1,06 | 5,88 | 5,5 |
| Alkália átlagérték | 0,77 | 6,88 | 8,9 |
| Galya-tető, Fekete-tó körzete: | | | |
| Fekete-tó 1. | 0,20 | 12,00 | 60,0 |
| Fekete-tó 2. | 0,23 | 10,95 | 47,6 |
| Fekete-tó 3. | 1,06 | 3,05 | 2,9 |
| Alkália átlagérték | 0,49 | 8,92 | 18,2 |
| Közép-mátrai érckutatási terület: | | | |
| Nyírjes-bérc ÉNy-i vége | 0,15 | 2,70 | 16,7 |
| Nagylipót Ny-i szárnya 1. | 2,30 | 4,62 | 2,0 |
| Nagylipót Ny-i szárnya 2. | 1,84 | 4,35 | 2,4 |
| Nagylipót D-i vége | 0,16 | 6,64 | 41,5 |
| Nagylápafő IV. táró | 0,11 | 4,45 | 40,5 |
| Vércverés Ny-i lejtője | 0,80 | 8,11 | 10,1 |
| Mogyorós-orom, új útbevágás | 0,97 | 3,00 | 3,1 |
| Nyírjes-bérc, felső táró | 1,95 | 5,42 | 2,8 |
| Nagylápafő, kőfejtő | 0,71 | 5,18 | 7,3 |
| Alkália átlagérték | 1,10 | 5,11 | 4,6 |

Elemző: SOHA I.-NÉ 1969. MÁFI.

A vizsgált kőzetek magas $K_2O$-tartalma alapján színképelemzéseket készítettünk Rb-ra. Köztudott, hogy az Rb-t a kálium rejti, főleg káliföldpátokban és csillámokban. Kőzeteinkben a káliföldpát és szericitesedés adott. A színképelemzés a K/Rb viszonyszámát adta meg, aminek alapján számítható az Rb-tartalom. A Bányabércről, Korlát-bércről, Kőmorzsás-tetőről, Felsőállás-tetőről és a Fekete-tótól gyűjtött és elemzett minták mutatták a legmagasabb értékeket:

| | $K_2O$% | Rb% |
|---|---|---|
| Bányabérc, útbevágás | 10,78 | 0,34 |
| Bányabérc, táró | 11,13 | 0,37 |
| Korlát-domb | 12,85 | 0,46 |
| Korlát-domb déli vége | 13,08 | 0,47 |
| Kőmorzsás-tető | 11,71 | 0,30 |
| Felsőállás-tető | 9,91 | 0,32 |
| Fekete-tó | 12,00 | 0,52 |

A legnagyobb Rb-tartalmat, 3,3% $Rb_2O$-t egy svédországi pegmatitban találták, ami megközelítőleg 3,0% Rb-nak felel meg. A mi mintáink sokkal alacsonyabb értékeket adnak, ennek ellenére a tudomány vagy a távolabbi kutatás számára érdekes adatként kell kezelnünk.

A kálitrachit, vagyis káliumdús kőzetváltozatok genetikai kérdéseinek tisztázásához még további összehasonlító vizsgálatok szükségesek. Annyi azonban megállapítható, hogy a kőzettömegekben hatalmas $K_2O$ mennyiség van, melyet a mezőgazdaságban jól fel lehetne használni, mint talajjavítót. Ebből a szempontból legperspektívikusabb helyek a Bányabérc, Aranyosbérc, Korlát-bérc és a Hársas-hegy körzete, ahol a kálidús kőzetanyag 40—80 m vastagságban jelentkezik.

### *8. Gejzirit-, hévforrás- és limnokvarcit-képződmények*

Közismert tény, hogy a vulkáni működést az esetek többségében különböző hőmérsékletű posztvulkáni folyamatok kísérik. E folyamatokat megnyilvánulásaik és termékeik szerint más-más néven ismerjük. Leggyakoribb és a vulkáni működéshez legközelebb áll a fumarolás tevékenység, mely az erupciós szakaszokat követően, de gyakran azokkal egyidőben fejti ki tevékenységét.

A fumarolákat — emittált termékeik szerint — felosztják alkáli-kloridos, savas, alkáli-szalmiákos, kénhidrogénes és vízgőzös fumarolákra. Az emittált termék egy idő után megváltozhat, így a magas hőmérsékletű alkáli-kloridos fumarolákból egyszerű vízgőz-fumarola válhat. A fumarolás tevékenység nagyon hosszú időre terjedhet még akkor is, ha közvetlen közelében nincs aktív vulkán. Például az izlandi Krysuvik melletti, még ma is nagy intenzitással működő fumarolák közelében több ezer év óta nem volt aktív vulkáni működés. A fumarolák által emittált óriási tömegű gőz és gáz a mellékkőzetekben mélyreható változásokat idéz elő.

A Mátra hegységi kőzetek részletes vizsgálata során számtalan helyen találtunk fumarolás tevékenységre utaló nyomokat és elváltozásokat. Ezeket az elváltozásokat az eredeti (primér) kőzet ismertetésénél tárgyaljuk, mivel az ilyen átalakult képződményeket a jelenlegi feltártsági viszonyok mellett körülhatárolni nem lehet. Kétségtelen, hogy a hegység számos oxidált, kovás vagy agyagásványos átalakulását is fumarolás tevékenységnek tulajdoníthatjuk.

A posztvulkáni tevékenység másik jellegzetes megnyilvánulása a szolfatára-működés ahol a fumarolás működéshez nagyobb mennyiségű víz és kén társul, aminek következtében kénes és kénhidrogénes iszapforrások és iszapfortyogók keletkeznek. A szolfatárák minden valószínűség szerint a fentiekben említett kénhidrogénes és vízgőz-fumarolák talajvízszint-közeli megnyilvánulásai. Alkalmunk volt megfigyelni az izlandi Námaskard körzetében, hogy a mélyebb szinteken szolfatárák, a környező magaslatokon pedig normál kénhidrogénes és vízgőz-fumarolák működnek néhány tíz vagy száz méteres távolságokban.

Szolfatára-tevékenység nyomait a Mátra hegységben nem tudjuk bizonyítani, bár néhány erősen szulfátos agyag- vagy tufitbetelepülést ilyen eredetűnek tekintünk. Ilyenek a petőfibányai elhagyott trasztufabánya melanterites—kalkantitos agyagja és a parádfürdői Ilona-völgy ún. Timsós- vagy Lúgos-tó nevű területe. Az utóbbi helyen nagyobb mennyiségű víztartalmú szulfátásvány fordul elő: gipsz, timsó, alunit stb. A szolfatárás eredetű képződmények azonosítását megnehezíti az a körülmény, hogy a kivált szulfátásványok nagyobb

része vízben oldható, ezért a kiválásuktól eltelt idő alatt teljesen kioldódtak és lepusztultak. Még kevésbé bizonyítható a Mátra hegységben szoffionik és mofetták jelenléte. Az átalakult képződmények bórtartalma nagyon alacsony. Vizsgálataink szerint a legerősebben átalakult képződmények bórtartalma is alig éri el a század százalékos nagyságrendet.

Sokkal nagyobb jelentőségű a gejzíres és hévforrásos tevékenység. A hegységben több ponton nagy kiterjedésű, változó nagyságú és különbözően színezett hévforrás- vagy gejzírterasz-maradványokat találtunk. A ma is aktív gejzíres területeken végzett megfigyeléseink, és az onnan gyűjtött minták hasonlósága alapján biztosra vehető, hogy egy-két helyen típusos gejzirittel van dolgunk. Érdekes megfigyelni a gejzirit és hidrokvarcit elhelyezkedését. Uralkodóan a hegység nyugati részének déli előterében fordulnak elő, nagyrészben 200—430 m közötti tengerszint feletti magasságban.

A kovás kiválások közül a legnyugatibb a Pásztói Állami Gazdaság Nagyalmás-i üzemegységénél nyíló völgykatlanban bukkan a felszínre, ahol salakos—szivacsos szerkezetű andezitben opálos üregkitöltéseket, hialinos bekérgezéseket említenek. A képződmény erőteljes kovásodása talán nem is hévforrásos vagy gejzíres eredetű, hanem egy kovás exhaláció terméke (Mezősi J. 1965b).

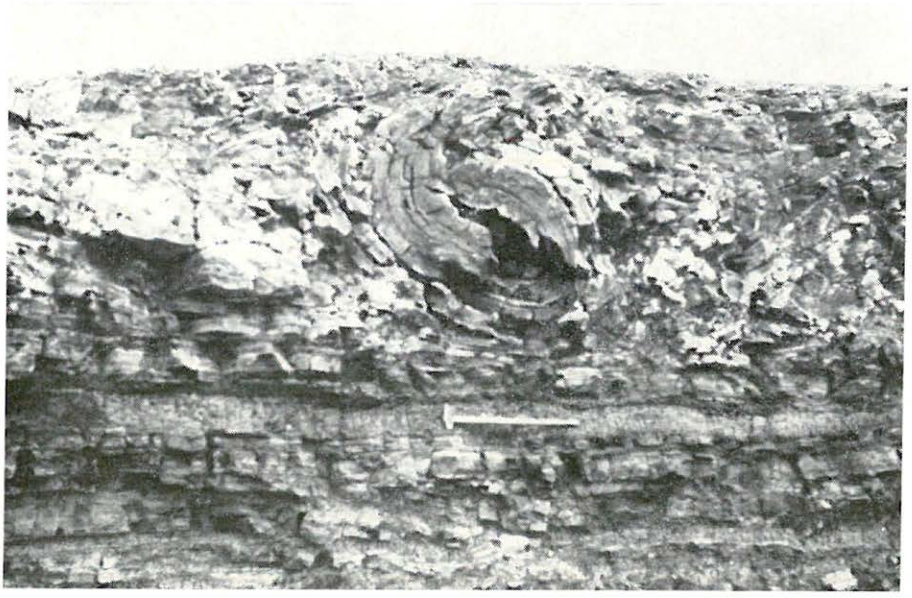
A szurdokpüspöki kovaföldösszletben néhány vékony szürke, zöldesszürke kriptokristályos vagy amorf kovaréteg ismeretes. A rétegeket régebben menilitpala néven írták le, újabban viszont opalitként vagy limnoopalitként emlegetik (Hajós M. 1964). Keletkezését úgy magyarázzuk, hogy a nyugat-mátrai kovasavas és gejzíres források vizeiket az előtér egyik zárt lagúnájába ömlesztették, aminek vize kovasavban igen feldúsult. A szakaszonként túltelített vízből váltak ki a kovaföldrétegeket elválasztó ismétlődő opalitrétegek.

Típusos gejziritet ismertünk meg a részletes térképezés során a Gyöngyöspatától ÉNy-ra levő Jánosvára DK-i lejtőjén, a Prédikáló-tető tetején és a Szőkebikk gerinc DNy-i lábánál (Vargáné Máthé K. 1966c). Ezek közül legjellegzetesebb a Prédikáló-tető, ahol a réteges és különbözően színezett gejzirit és limnokvarcit több hektárnyi területet borít. A váltakozó rétegek különböző intenzitású vörös színeit a kolloid eloszlású ferrioxid adja. A nyugodt települést gyakran zavarják meg turbulens és örvényszerkezetek, melyek szintén a forrásban, vagyis mozgásban levő vízből való kiválást és a végleges megszilárdulás előtti mobilitást bizonyítják. A feltárásokban mikrokristályos kvarccal és opállal bekérgezett, közelebbi meghatározásra alkalmatlan nád- és sástöredékeket találtunk. Egyes rétegekben fehér vagy szürkés tufaszennyeződés található, ami feltehetőleg az egyidejű porhullás vagy bemosódás eredménye.

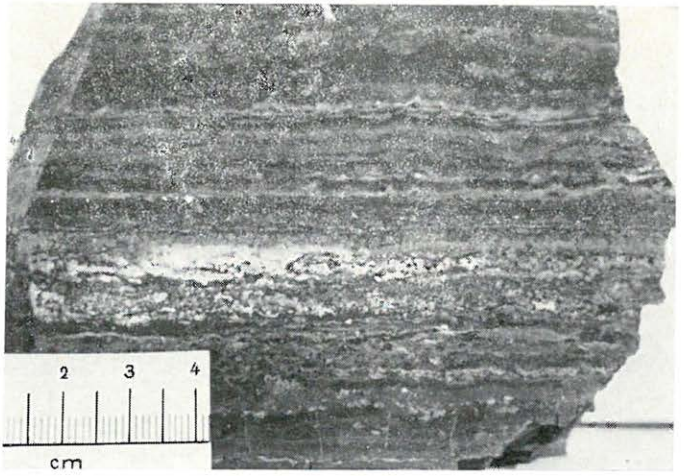
A gejzirit és limnokvarcit törmeléke a szálban álló kőzetek területénél nagyobb területen szóródott szét. Tovább kelet felé a gejzirit- és limnokvarcittörmelék csak elvétve található, ami nem a posztvulkáni hévforrásos tevékenység hiányát, hanem az erőteljesebb fedettséget bizonyítja. Lehet, hogy a pannóniai üledékekkel fedett területeken is voltak kisebb-nagyobb hévforrásos területek.

A posztvulkáni gejzírmaradványok legszebb példáját Gyöngyöstarjántól északra a Köves-dombon találjuk, ahol a többszörösen megismétlődő gejzírerupciók mikrorétegzett limnokvarcit-sorozatot eredményeztek (58. ábra). A rétegsorozat a kolloid eloszlású ferro- vagy ferrivas-tartalomtól függően sötétzöld, világoszöld, sárga és vörös színű. A különböző színű mikrorétegek

vastagsága is változó, egy-két milliméter és több centiméter között ingadozik (59. ábra). A felső részen szabad szemmel is látható turbulens szerkezet van, ami feltehetően a részbeni megszilárdulás közben végbement mozgások eredményeként alakult ki. A különböző színű gejziritrétegek között vékonyabb,



*58. ábra.* Vékonyrétegzett gejzírterasz-maradvány a gyöngyöstarjáni Köves-dombon
*Textfig. 58.* Thin-bedded geyser terrace remnant on the hill Köves-domb at Gyöngyöstarján

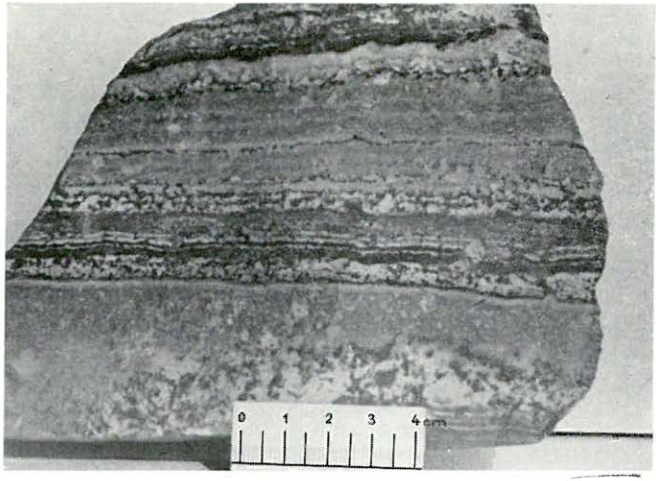



*59. ábra.* Váltakozó vastagságú mikrorétegzett gejzirit a gyöngyöstarjáni Köves-dombról
*Textfig. 59.* Thin-bedded geyserite with beds of various thickness of the Köves hill at Gyöngyöstarján

teljesen agyagásványosodott, bentonitosodott andezittufa-rétegek települnek. A betelepülésekben HAJÓS M. néhány diatomametszetet határozott meg (*Melosira* sp., *Anomoeoneis* sp., *Nitzschia* sp., *Navicula* sp., *Surirella* sp.). A tufaszint a gejzírtevékenység szüneteiben kisebb fokú porhullást vagy bemosódást valószínűsít. A gejziritrétegek viszonylagos tisztasága az egyidejű explozív tevékenységet kizárja, ugyanis ellenkező esetben a gejzirit is tartalmazna tufa-elegyrészeket. A *Diatómák* szabad vízfelszínű gejzír- vagy meleg vízű tavakban élhettek.

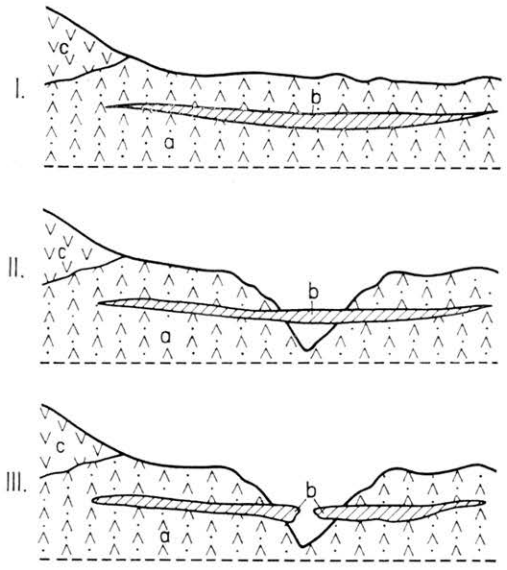
A Köves-dombtól ÉK-re, a gyöngyösoroszi völgy két oldalán mintegy 2 km² területen figyeltünk meg az előbbi előfordulásokhoz hasonló sávos vagy mikrorétegzett limnokvarcit törmeléket. Szálban állóan csak a Bányadombon ismerjük. A terület hévforrásainak vagy esetleges gejzírjeinek pontos helyét itt már nem lehet kinyomozni. A mikrorétegzett limnokvarcit szerkezete hasonló az előbbiekhez, tehát itt is kalcedonból, mikrokristályos kvarcból és opálból áll. A színezőanyag a kolloidálisan eloszlott vas(III)-oxid.

Igen erős posztvulkáni hévforrásos vagy gejzíres eredetre valló kovásodást találhatunk a Monostor-patak völgyének felső részén a Tűzköves nevű erdőrészben is. Itt gejzír- vagy hévforrásközpontokat már nem lehet kinyomozni, de kétségtelen, hogy a talált minták zöme kovasavban gazdag tóban rakódott le. A kőzetek anyaga hidrotermálisan kissé átalakult andezit vagy andezittufa, mely belehullt vagy belehordódott a kovasavas hévforrások által táplált tóba. A mikrorétegzettség itt is megfigyelhető, de az egyes rétegeket színező limonit nem olyan egyenletes, mint a kolloidos limnokvarcitban (60. ábra). A limonit szakaszos kiválása idézte elő a 60. ábrán látható mikrorétegzettséget. A vas a mindenkori vízfelületen levő vas-oxi-hidrátból vált ki. (A kovás terület közepén egy 20×15 m-es elliptikus alakú mélyedés látható, mely esetleg az ősi gejzír vagy hévforrás krátermaradványa lehet. A „kráter" mélysége 3 m, körülötte változó színű limnokvarcit- és opáltörmelék van.) A folya-




*60. ábra.* Mikrorétegzett, bontott opálos andezittufa; a vasas színeződést a szakaszos vas-oxi-hidrát kiválása adja — Monostor-patak felső szakasza

*Textfig. 60.* Laminated, altered, opalous andesitic tuff; the ferruginous stain is due to rhythmical precipitation of hidrous ferric oxide (upper reaches of Monostor brook)




*61. ábra.* A gyöngyössolymosi Mérges-árok kialakulásának vázlata
*a* = riolittufa, *b* = limnokvarcit, *c* = riolit

*Textfig. 61.* Sketch of the development of Mérges ravine at Gyöngyössolymos
*a* = rhyolitic tuff, *b* = limnoquartzite, *c* = rhyolite

matot e helyen megelőzte a hidrotermális átalakulás, melyet a közelben talált telérkvarctörmelék bizonyít.

A Tűzköves közelében leírt posztvulkáni kovásodáshoz hasonló kifejődési forma a Gyöngyössolymostól északra levő Asztagkő. Az itteni, viszonylag tiszta kvarcitot éveken át tűzálló tégla gyártásához termelték. Sok amorf és kristályos $SiO_2$-változatot ismerünk a területről (kagylós törésű opáltól a cukorszövetű kvarcitig). Emiatt az átalakulást inkább a hidrotermális folyamatoknak tulajdoníthatjuk, mely során később csak opál vagy limnokvarcit vált ki a megelőző hidrokvarcit vagy érces—baritos kvarcit helyett. Az utóbbiak kiválása még magasabb hőmérsékleten történt. A területen egy savanyú iniciális riolit- vagy dácittufa volt, amelyet a posztvulkáni hatások teljesen átalakítottak. A hidegforrási eredetet az bizonyítja, hogy ebben a kvarcitban is lehet kovasavval bekérgezett növényi töredékeket találni.

A limno- és hidrokvarcit, ellenálló volta miatt, kipreparálódott környezetéből. A kőzetek színe is világosabb. A hidrokvarcitos szakaszon antimonit, barit és sejtes limonit található.

A Gyöngyössolymostól északra levő Kishegy riolit-monovulkánjának keleti oldalán futó Mérges-árokban különös limnokvarcitot találtunk az egyébként agyagásványosan átalakult riolittufában. A riolittufa a szomszédos riolitvulkánosság piroklasztikumának tekinthető, tehát a Mátra hegység andezites vulkánosságához viszonyítva már posztvulkáni. A limnokvarcit az árokerózió előtt összefüggő réteget alkotott. A vízfolyás először a fedő tufát pusztította le, majd a víz a kvarcitréteg alatti fekütufát is kihordta, ezt követőleg a „kvarcit-alagút" beszakadozott (61. ábra). Mikroszkóposan a kvarcit anyagában kisebb növényi részek is felismerhetők, de az előbbiekhez hasonló vékonylemezes vagy „habos" szerkezetű gejzirit nem található. A limnokvarcit-közbetelepülés nagysága több hektárnyi lehetett.

A déli előtér egyik különös posztvulkáni kovásodott képződménye a Gyöngyös—Mátrafüred közötti műúttól nyugatra levő Bábakő. Az alig félhektárnyi területen izoláltan kisebb-nagyobb limonitosan színezett kőtömbök találhatók (62. ábra). A kőzetben sávokban és foltokban szabad szemmel riolitos szöveti reliktumok ismerhetők fel, de nagyobb része kvarcit, így eredeti szövete teljesen elmosódott. A kőtömbök keletkezése bonyolult. A részletes vizsgálatok azt bizonyítják, hogy lokális riolitextrúziók után a terület fumarolás, majd később hévforrásos központtá alakult és ekkor ment végbe a teljes



*62. ábra.* A Bábakő nevű, hidrotermásan kovásodott riolitszikla a mátrafüredi műút mellett

*Textfig. 62.* Cliff or hydrothermally silicified rhyolite, called the Bábakő, by the road leading to Mátrafüred

kovásodás. A riolitextrúziók feltehetően a gyöngyössolymosi Kishegy riolitjával azonos korúak, de a két előfordulás között összeköttetés nem mutatható ki. A kovásodás magasabb hőmérsékleten zajlott le, ezért a kőzetekben limnokvarcit, opál vagy gejzirit nem található. A kovásodás ásványtanilag különböző szemcseméretű kvarcmezőkben és kvarcos üregkitöltésekben nyilvánul meg. Kisebb üregekben és az üregek falán elvétve kalcedon van. Genetikailag kapcsolatba lehet hozni az előbbiekben már tárgyalt asztagkői kvarcittal, de az előbbinél — mint ismeretes — riolittufa kovásodott el. Minden jel arra mutat, hogy a kovásodás feltehetően ÉÉNy—DDK-i irányú hasadék mentén ment végbe.

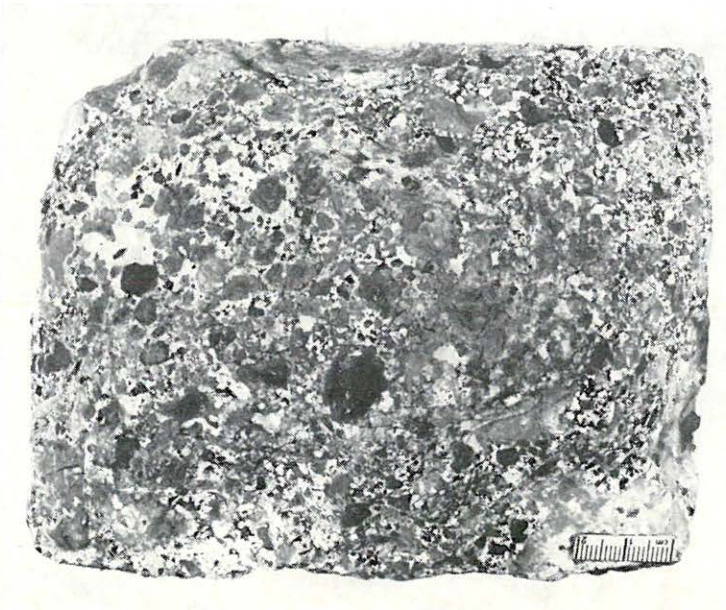
E képződményekről két teljes kémiai elemzés készült, amely szemléltetni kívánja az eredeti kőzethez viszonyított kémiai változást. A szöveti reliktumok alapján riolitos eredetűnek vélt kvarcit kémiai összetételét a 82. táblázat mutatja.

A két elemzés szembeszökően bizonyítja, hogy a kőzeteket igen erős ascendens kovásodás érte. A kovasav-növekedés természetesen a többi oxidok rovására, vagyis azok kiszorításával járt. A növekedés mértéke az átlagos riolitos összetételhez viszonyítva 24—26 súlyszázalék. A többi oxid ennek megfelelően 1/6-ra csökkent. A $TiO_2$ megtartotta a riolitos kőze-

*82. táblázat*

| | 1. | 2. |
|---|---|---|
| | % | % |
| $SiO_2$ | 94,67 | 96,70 |
| $TiO_2$ | 0,73 | 0,73 |
| $Al_2O_3$ | 1,16 | 0,98 |
| $Fe_2O_3$ | 1,25 | 0,18 |
| $FeO$ | 0,10 | 0,07 |
| $MnO$ | 0,07 | 0,06 |
| $MgO$ | 0,02 | 0,01 |
| $CaO$ | 0,20 | 0,21 |
| $Na_2O$ | 0,05 | 0,06 |
| $K_2O$ | 0,09 | 0,10 |
| $+H_2O$ | 1,30 | 0,63 |
| $-H_2O$ | 0,10 | 0,01 |
| $CO_2$ | nyom | 0,23 |
| $P_2O_5$ | 0,52 | 0,01 |
| | 100,26 | 99,98 |

Elemző: GUZY K.-NÉ 1962. MÁFI.



*63. ábra.* Andezittufával keveredett opálbreccsa — Mátraháza, Sombokor ÉNy-i lejtője. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 63.* Opal breccia mixed with andesitic tuff—Mátraháza, NW slope of the Sombokor. (Photo: PELLÉRDY)

tekre jellemző mennyiségét. A vastartalom sem mutat lényegesebb változást, bár ennél figyelembe kell venni a részleges kilúgzás, majd ezt követően a fumarolás vasdúsulás lehetőségét is.

A Kékes ÉNy-i szárnyán, a Sombokor ÉNy-i lábánál egy extrém opál-, illetve opálbreccsaréteg került elő a kutatóaknákból. Az opáltöredék színe fehér, sárga, vörös, esetenként szürke. A breccsás kifejlődésben az opáltörmeléket $SiO_2$-változatok, fehér timsó vagy agyagásvány köti össze (63. ábra). A kovásodott agyagásvány kötőanyag gyakran teljesen opálosodott, ilyenkor a kőzet kagylósan és szilánkosan törik. Keletkezésére vonatkozóan valószínűsíthető, hogy a területen egy vagy több gejzírrel táplált tó volt, melyek vizét a nagy tömegű felszálló kovasav feldúsította. Így indult meg az opálrétegek kiválása. A kiválás közben azonban tufaszórás, bemosódás volt, ami lehetővé tette a két eltérő anyag keveredését. Egyes vékonycsiszolatokban kisebb-nagyobb növényi származetszetek találhatók (64. ábra).

A breccsás anyag keletkezését helyi mozgások segítették elő, az opál kiválása után összetöredezett, amit aztán a kovasavgazdag víz újra összecementált, ezért mikroszkóp alatt két generáció észlelhető. A gejzírtó felszínén levő vas-hidroxid mennyiségi változásait jelzi az opálos képződményekben meg-megfigyelhető barnás alapszínű sávos szerkezet (65. ábra), melyben néha hullámos rajzolatok is vannak. A kőzet jellemzésére egy kissé színezett opált elemeztettünk meg (83. táblázat).

Az elemzésből megállapítható, hogy a gejzírvízből kivált opál szolgáltatja a kőzet több mint 98%-át, mivel a vulkáni porra vagy tufára visszavezethető oxidok mintegy

1,1—1,7%-ot tesznek ki. Ez tehát egy keletkező kovaüledék, melyet a környezetéből származó poranyag enyhén szennyezett. Különös, hogy az alkáliák teljesen hiányoznak a mintából.

*83. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 90,49 |
| $TiO_2$ | 1,26 |
| $Al_2O_3$ | 0,30 |
| $Fe_2O_3$ | 0,25 |
| FeO | 0,14 |
| MnO | nyom |
| MgO | 0,06 |
| CaO | 0,21 |
| $Na_2O$ | 0 |
| $K_2O$ | 0 |
| $+H_2O$ | 5,17 |
| $-H_2O$ | 2,19 |
| $CO_2$ | 0,02 |
| $P_2O_5$ | 0,13 |
| | 100,22 |

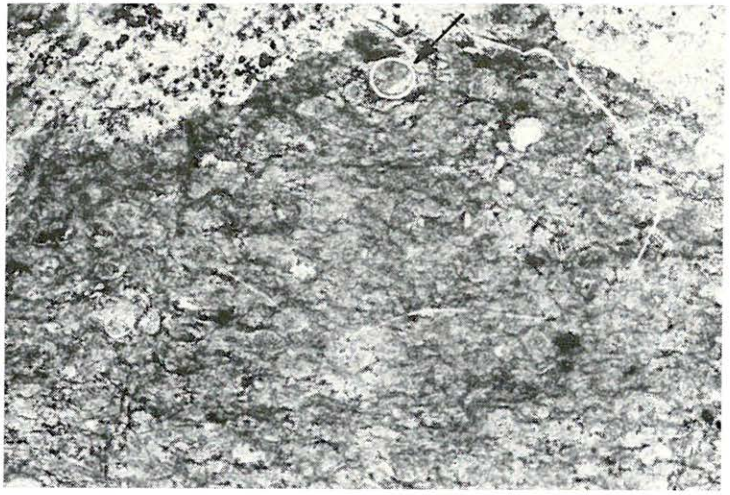
Elemző: NEMES L.-NÉ 1960. MÁFI.

A mátraházi műút bevágásában opálla! cementált törmelékes hasadékkitöltést találtunk, melyet a fentiekben említett gejzírtó tápláló csatornájának valószínűsítettünk. (A feltárást az újabb útépítés megszüntette.) A csatornakitöltés kőzettanilag különböző szövetű andezittörmelékekből állt, amit a felfelé hatoló vízből kiváló, kissé színezett opál kötött össze olyannyira, hogy a csatorna anyaga „telér"-ként tárodott fel az erősen elbontott mellékkőzetekben. Törmelékes szerkezetét a mikroszkópos vizsgálat bizonyítja.

Ugyancsak a mátraházi műút bevágásában bukkan felszínre egy vörös színű, lapillis tufabreccsa, melyben az összecementált szemcsék agyagásványosodott tufából állnak. A kötőanyag ebben az esetben is gyengén színezett opál.

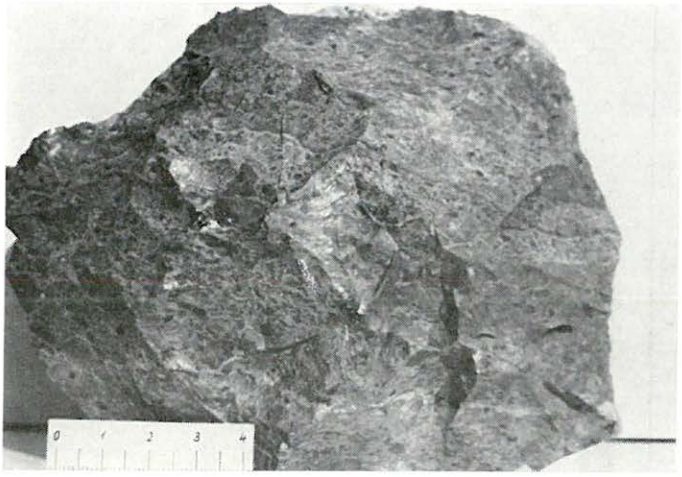
A gejzíres, hévforrásos terület nagyságát a törmelék elterjedése alapján mintegy fél négyzetkilométerre becsülhetjük.

A hasadékmenti kovasav feláramlásának és az abból kiváló, kissé színezett hidrokvarcitnak legjobb példáját a hegység északi részén, Mátraalmástól K-re, az ún. Harangláb-tölgyes nyugati lejtőjén találjuk. A K—Ny-i irányú hasadék vastagsága 40—50 cm, kagylósan és szilánkosan törő limonitos hidrokvarcit tölti ki. Az opál mellett kevés kalcedont is tartalmaz. Miután e helyen kiterjedése nem nyomozható, csak helyi hévforrást tételezünk fel, mely a parazitavulkán méretű andezitmagaslat oldalán működött.



*64. ábra.* Tufával keveredett limnokvarcit növényi metszetekkel a Sombokor ÉNy-i lábánál

*Textfig. 64.* Limnoquartzite mixed with tuff and exhibiting cross-sections of plant fossils from the NW foot of the Sombokor



*65. ábra.* Sárgásbarna színű opálbreccsa, helyenként hullámos rajzolatú sávokkal — Sombokor ÉNy-i előtere

*Textfig. 65.* Yellowish-brown opal breccia, locally with bands of wavy pattern—NW foreland of the Sombokor

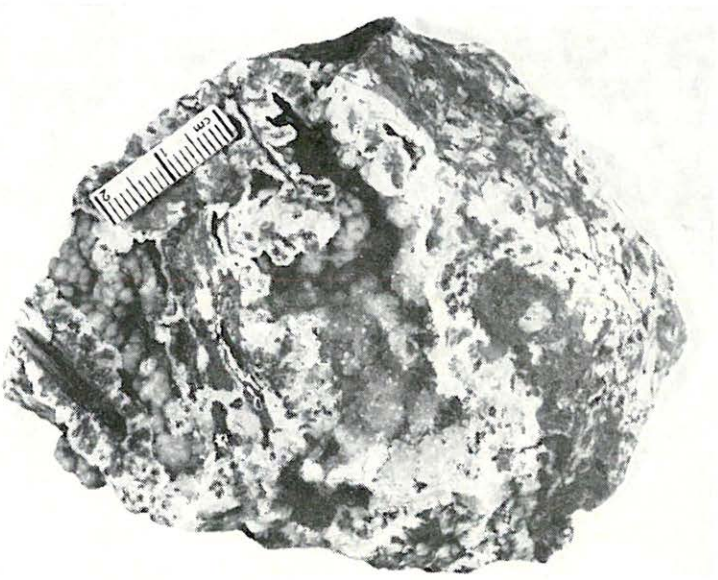
A fentiekben leírt jól körülhatárolható és tisztázott genetikájú kovasavképződményeken kívül számtalan helyen találtunk kvarcit-, kalcedon-, jáspis- vagy opáltörmeléket, melyek köztudottan a posztvulkáni tevékenység alacsonyabb hőmérsékletű produktumai. Ásványtanilag a jáspiserek opálból, kalcedonból és a két változat közti átmeneti kriptokristályos anyagból állnak. Az uralkodó vörös színt a kolloidálisan eloszlott limonit vagy hematit adja. A jáspistörmelék üregeiben és repedéseinek falán kvarc is gyakran megfigyelhető (66. ábra). A kalcedon néha világoskék színben, önálló erekben, máskor törmelékként jelenik meg. A kiválás néha szakaszosan megy végbe, aminek eredménye a szalagos szerkezet (XLII. tábla 2.). Más esetben a mikrokristályos kvarcit részeként jelenik meg a gömbös—vesés kalcedon (XLII. tábla 1.).

Munkánk során néhány habos szerkezetű gejzirittörmelék is előkerült, de ezeknek pontos származási helye ismeretlen. A törmelék színe fehér vagy világosszürke, mikroszkópos szerkezete habos. Az üregeket limonit tölti ki (XLII. tábla 3.). Máskor az opál mikroszkópos méretű limonitos növényi szálakat kérgezett be (XLII. tábla 4.).

A kovakiválás legszélsőségesebb formája az egyes salakos vagy tömör andeziten található hialitos bekérgeződés. A bekérgezés felszíne gömbös—vesés, de teljesen víztiszta. Ennek mikroszkópos képét a 67. ábra szemlélteti.

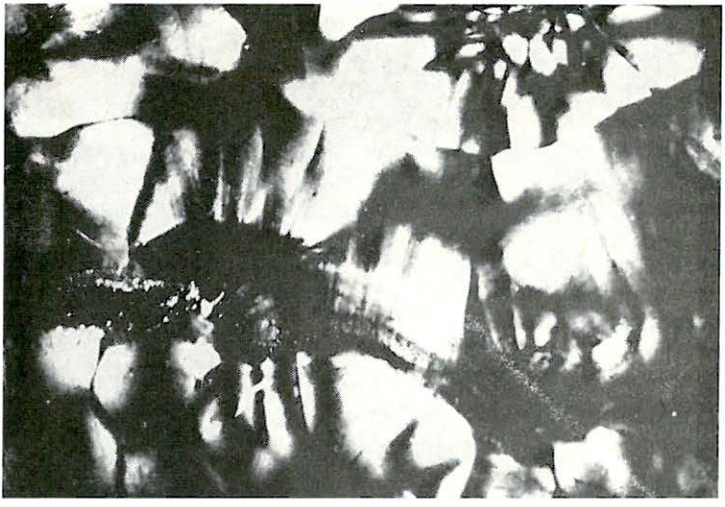
* * *

Fentiekben foglaltuk össze a posztvulkáni—hévforrásos működés Mátra hegységi képződményeit. Megállapítható, hogy a hegységben igen erős utóvulkáni tevékenység volt és bár az elváltozások eltérő időben történtek, hatásuk az egész vulkáni hegységben megfigyelhető.



*66. ábra.* Gömbös kalcedon és kvarc a sötétvörös jáspis üregeiben — Mátraszentistván, Vörös Mátyás-tető. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 66.* Spherical chalcedony and quartz in cavities of dark red jasper—Mátraszentistván, Vörös Mátyás-tető. (Photo: PELLÉRDY)



*67. ábra.* Gömbös—vesés hialitos bekérgezés mikroszkópos képe — Tarjánka-völgy kijárata. +N 28×

*Textfig. 67.* Spherical-rheniform, hyalitic coating as viewed under microscope—Exit of the Tarjánka valley. +N 28×

### Sötétszürke piroxénandezit (fedőandezit-összlet)

A hegység 600—700 m magasság feletti részeit a legfiatalabb tortonai vulkáni képződmény, a sötétszürke piroxénandezit (fedőandezit-összlet) építi fel. Túlnyomóan lávakőzetből áll, a piroklasztikum mennyisége alárendelt.

A fedőandezit-összlet a középső rétegvulkáni piroxénandezit-összletre települ. A két tortonai vulkáni ciklus között hosszabb nyugalmi, lepusztulási periódus volt a területen. Ennek közvetlen bizonyítéka, a fosszilis törmelékfelhalmozódás, nyugaton csak néhol található meg (bányabérci kutatóárok, Mátraszentimre 2. sz. alapfúrás 186,8—195,0 m).

A hegység keleti részének északi lejtőjén a Kékes-tető és Kalapos-tető között húzódó NyDNy—KÉK-i irányú gerinc északi oldalán a fedőandezit közvetlenül a dácittufára települ. Itt a két kőzet képződése közötti lepusztulási időszak így hosszabb volt, ennek megfelelően a fosszilis törmelékfelhalmozódás jelentősebb, ma is több helyen észlelhető a felszínen, különösen a Cseresznyés-tetőtől északra és a Nagyőr-hegy környékén.

A két kőzetösszlet képződése közötti nyugalmi szakasz mellett szól az a bányászati feltárásokkal alátámasztott megfigyelés is, hogy a középső rétegvulkáni összlet képződését követően kialakult érces telérek nem hatolnak be a fiatalabb összletbe. Ez utóbbi, szemben az erősen bontott középső rétegvulkános összlettel, túlnyomóan üde, csak néhol — rendszerint repedések mentén — található korlátozott kiterjedésű, kisebb mértékű kőzetelbontás.

A fedőandezit a gerincek, csúcsok tetejét fedi, vastagsága a 200 m-t ritkán haladja meg (Mátraszentimre 2. sz. fúrásban 186,8 m). Az eredeti vulkáni formák lepusztultak, kráterek, kitörési centrumok pontos helye ma már nem ismerhető fel. A mai morfológiai helyzet alapján uralkodóak lehettek a hasadékvulkáni rendszerek, ezekből kiinduló lávatakarók, majd a működés előrehaladtával a hasadékvulkánokon kialakuló önálló kúpok, kúpsorok.

A hegység területén nyolc, egymástól elszigetelt kőzettanilag is eltérő fedőandezit határolható körül. Ezek közül hét hasadékvulkáni eredetű. A hasadékvulkánok iránya nyugaton ÉÉK—DDNy-i (*1.* Nyikom—Muzsla—Nagykoncsúr gerincének teteje), a hegység középső részén ÉNy—DK-i (*2.* Nagyátalkő—Kisátalkő, *3.* Piszkés—Egyházbikk, *4.* Nyesettvár—Kis-Galya—Körösnyak-tető, *5.* Vércverés—Bagolykő), a K-i Mátrában közel Ny—K-i (*6.* Kékes—Saskő—Szár-hegy), majd DNy—ÉK-i (*7.* Oroszlánvár—Nagyzúgó—Szederjes-tető—Remete-tető—Cseresznyés-tető—Kalapos-tető). A hasadékvulkánokból kiinduló nagyobb, eredetileg valószínűleg összefüggő lávatakaróknak a lepusztulás következtében gyakran csak kisebb-nagyobb, egymástól elszigetelt foszlányai maradtak meg. Mivel azonban az egyes hasadékvulkáni rendszerek kőzetei között általában kimutatható némi különbség a kőzet ásványos és kémiai összetételében, ezek azonosítása többnyire még ma is lehetséges (pl. Üstökfő-tető, Üvöltő, Medomb, Nagyőr-hegy stb.). A *8.* fedőandezit-előfordulás (Óvár—Csókakő—Som-tető—Hidegkút-hegy—Tóthegyes—Teréz-hegy csúcsai) petrográfiailag azonos kőzetből álló, önálló centrumokból kiinduló lávatakarókból épül fel. Ritkán kisebb vulkáni kürtőkitöltés is található (Szalajka-háztól keletre 800 m-re). A hegység északi előterében, üledékes környezetben gyakoriak a kőzettelérek. Andezitjük egyes esetekben a középső rétegvulkános összlet kőzetével vagy a karbonátos piroxénandezittel, többségében azonban a fedőandezittel azonosítható.

A fedőandezit-összlet vulkáni tevékenysége helyenként explóziós működéssel kezdődött. Nagyobb tömegű, a középső és felső andezitösszlethez tartozó

lávaárak között települt piroklasztikum halmozódott fel a hegység nyugati részén, a Nyikom—Muzsla-tető, Óvár—Németbérc—Hidegkút-hegy—Péterkehegy környékén. Kelet felé, a Mátraszentimre—Mátraháza közötti területen a szórt vulkáni anyag mennyisége alárendelt, a felső összlet lávaárjai többnyire közvetlenül az idősebb, középső rétegvulkáni összlet képződményeire, esetleg a két működés szünetében felhalmozódott törmelékszintre (Mátraszentimre 2. sz. fúrás) települtek. A Kékes—Saskő—Disznókő—Irtás-tető környékén ismét megtalálható az iniciális explóziós tevékenység által szolgáltatott, jelentős mennyiségű piroklasztikum. A hegység keleti részén mennyisége csökken, csak kisebb foszlányai ismertek a Nagyzúgó—Szederjes-tető északi lejtőjén, a Sirok 1. sz. fúrásban (35,4—74,0 m), illetve a Nagyőr-hegy környékén. Ugyanakkor a hegység keleti részében gyakori a kőzet lávaagglomerátumos kifejlődése. A törmelékkel borított lejtőre ömlő, és azt magába forgató, illetőleg saját, már megszilárdult kérgét feltörve magába záró láva több szintben követhető. Általában a fedőandezit legalsó lávapadjai alatt helyezkedik el, ritkábban a fedőandezit alsó és felső szintjét választja el egymástól (Irtás-tető—Szár-hegy).

A különböző vulkáni hasadékrendszerek kőzete között — mint már említettük — kismértékű petrográfiai és petrokémiai különbség van. Az egyes előfordulásokon belül azonban *két andezitszint* határozottan kimutatható.

Az *alsó szintet* a hasadékvulkánok és azokból kiinduló nagyobb kiterjedésű lávaárak építik fel. Anyaga hipersztén andezit, augitos hipersztén andezit, hipersztén augitandezit. Hipersztén andezit csak a hegység legnyugatibb fedőandezit-előfordulásán (Nyikom környéke) észlelhető. Az augitos hipersztén andezit és hipersztén augitandezit megjelenése változatos. Egyes fedőandezit-előfordulásokon mindkét kőzetváltozat megtalálható (Kisbikk—Nagy- és Kisátalkő, Kőrösnyak-tető—Kis-Galya, Kékes—Szár-hegy tömbje), míg máshol csak az augitos hipersztén andezit (Piszkés—Galya-tető tömbje, Átrád-tető—Kalapos-tető környéke) vagy a hipersztén augitandezit (Óvár—Som-tető—Tóthegyes környéke) vesz részt a fedőandezit alsó szintjének felépítésében. Különböző a kőzet petrográfiai megjelenése is. A kőzetszövet alapján az üvegestől a pilotaxitosig számos típus határolható el. Megállapítható azonban, hogy az augitos hipersztén andezit leggyakrabban hialopilites, a hegység középső részén üveges, keleten néhol pilotaxitos szövetű, míg a hipersztén augitandezit uralkodóan pilotaxitos, ritkán hialopilites, üveges változata csak egy előforduláson ismert (Kis-Galya környéke).

A második generációs kristályok az augitos hipersztén andezitben nagyobbak, gyakran a 300 $\mu$-t is elérik, a földpát mellett csaknem mindig piroxén is található, míg a hipersztén augitandezitben a 100 $\mu$-os nagyságot ritkán haladják meg, piroxén csak elvétve ismerhető fel. A porfíros plagioklász kifejlődésében a két kőzettípus között nem mutatható ki különbség, számuk és méretük az egyes előfordulásokon belül — az anyagtól függetlenül — ingadozik. A piroxén-fenokristály azonban az augitos hipersztén andezitben kevés, száma csak egyes előfordulásokban nő meg, míg a hipersztén augitandezitben mindig sok, néhol a kőzet anyagának 12%-át is eléri.

A kőzetek vegyi összetételét (84. táblázat) vizsgálva megállapítható, hogy az augitos hipersztén andezit és a hipersztén augitandezit között lényeges különbség nem mutatható ki. Teljes átlagát tekintve az augitos hipersztén andezit egy árnyalattal bázisosabb ($SiO_2$ 56,53%, MgO 2,91%, CaO 7,21%, $Na_2O + K_2O$ 4,29%) a hipersztén augitandezitnél ($SiO_2$ 57,43%, MgO 2,32%, CaO 6,94%, $Na_2O + K_2O$ 4,54%). Az egyes andezitelőfordulások átlagértékeit a teljes átlagokkal összevetve feltűnik, hogy az augitos hipersztén andezit

*84. táblázat*

| | Augitos hiperszténandezit, alsó szint | | | | | | Hiperszténes augitandezit, alsó szint | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,07 | 58,51 | 58,74 | 54,41 | 55,45 | 56,53 | 58,30 | 55,82 | 56,86 | 56,00 | 57,43 |
| $TiO_2$ | 0,63 | 0,95 | 0,77 | 0,86 | 0,90 | 0,87 | 0,81 | 0,69 | 0,76 | 0,58 | 0,75 |
| $Al_2O_3$ | 18,23 | 17,48 | 18,18 | 18,93 | 17,59 | 18,02 | 17,58 | 18,68 | 18,19 | 20,72 | 18,33 |
| $Fe_2O_3$ | 2,19 | 1,94 | 2,36 | 1,80 | 3,07 | 2,16 | 3,36 | 2,28 | 1,71 | 2,67 | 2,92 |
| FeO | 4,80 | 4,85 | 3,91 | 5,77 | 4,55 | 5,00 | 3,72 | 4,71 | 5,40 | 2,67 | 3,85 |
| MnO | 0,21 | 0,12 | 0,24 | 0,17 | 0,13 | 0,15 | 0,15 | 0,24 | 0,19 | 0,12 | 0,16 |
| MgO | 3,14 | 2,15 | 2,27 | 3,20 | 4,04 | 2,91 | 2,30 | 2,70 | 2,99 | 1,65 | 2,32 |
| CaO | 7,35 | 6,38 | 5,95 | 8,29 | 7,49 | 7,21 | 6,64 | 7,18 | 6,97 | 7,75 | 6,94 |
| $Na_2O$ | 2,23 | 2,51 | 2,25 | 2,16 | 1,82 | 2,24 | 2,51 | 2,55 | 1,85 | 2,26 | 2,39 |
| $K_2O$ | 2,28 | 2,04 | 2,45 | 1,99 | 1,94 | 2,05 | 2,17 | 2,12 | 2,29 | 2,01 | 2,15 |
| $+H_2O$ | 1,71 | 2,14 | 1,70 | 1,61 | 1,71 | 1,84 | 1,47 | 1,70 | 2,03 | 1,43 | 1,56 |
| $-H_2O$ | 0,37 | 0,81 | 1,23 | 0,83 | 0,78 | 0,79 | 0,62 | 0,77 | 0,54 | 1,99 | 0,87 |
| $CO_2$ | 0,05 | 0,09 | 0,20 | 0,08 | 0,17 | 0,10 | 0,19 | 0,23 | 0,19 | nyom | 0,16 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,19 | 0,34 | 0,12 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 0,12 | 0,08 | 0,14 | 0,14 |
| | 99,38 | 100,16 | 100,59 | 100,22 | 99,79 | 100,03 | 99,97 | 99,79 | 100,05 | 99,99 | 99,97 |

1. Kisbikk—Szalajkaház (2).
2. Piszkés-tető—Galya-tető (8).
3. Csór-hegy (1).
4. Sombokor—Irtás-tető (6).
5. Átrád-tető—Kalapos-tető (4).
6. Augitos hiperszténandezit átlaga (21).
7. Óvár—Tóthegyes—Teréz-hegy (10).
8. Nagyátalkő—Kisátalkő (2).
9. Kisgalya (2).
10. Rózsaszállás (3).
11. Hiperszténes augitandezit átlaga (17).

Elemzők: 1., 8. Jankovits L., 2. Barabás L.-né—Jankovits L.—Soha I.-né, 3., 10. Guzy K.-né, 4. Nemes L.-né—Emszt M.—Soha I.-né, 5. Emszt M.—Soha I.-né, 7. Soha I.-né—Jankovits L.—Tolnay V.—Guzy K.-né—Baranyi M. (JATE), 9. Guzy K.-né—Jankovits L. MÁFI.

(2)=elemzések száma.

a hegység középső részén, a Galya-tető tömbjében és Körösnyak-tető—Csór-hegy környékén az átlagosnál savanyúbb (a szilícium-dioxidban 2% plusz, a kalcium-oxidban 1% mínusz mutatkozik). Ettől nyugatra a Kisbikk—Átalkövek hasadékvulkáni rendszerében csaknem azonos az átlaggal, míg keleten, különösen az Irtás-tető környékén az átlagosnál bázisosabb, az előbbivel ellentétben az $SiO_2$ 2%-kal kevesebb, a CaO 1%-kal több. A hiperszténes augitandezit Óvár—Som-tető—Tóthhegyes—Teréz-hegy körüli kőzetei az átlagosnál savanyúbbak, bár ez csak a szilícium-dioxid mennyiségében mutatkozik, egyéb komponensei igen közel állnak az átlagértékhez; a többi előfordulás a $SiO_2$-tartalom alapján bázisosabb, egyéb komponenseik, különösen a MgO, azonban erősen ingadozó értéket adnak (84. táblázat).

Azokat az előfordulásokat vizsgálva, ahol a fedőandezit alsó szintjében a hiperszténes augitandezit és az augitos hiperszténandezit egyaránt kifejlődött, megállapítható, hogy a hegység középső részén (Csór-hegy—Kis-galya) a hiperszténes augitandezit valamivel bázisosabb az augitos hiperszténandezitnél ($SiO_2$ 56,86%—58,74%, MgO 2,99—2,27%, CaO 6,97—5,95%, $Na_2O+K_2O$ 4,14—4,70%), ettől nyugatra (Kisbikk—Kis- és Nagy-átalkő) a két kőzetfajta csaknem azonos összetételű, keleten (Irtás-tető—Rózsaszállás) pedig az arány fordított, az augitos hiperszténandezit bázisosabb a hiperszténes augitandezitnél ($SiO_2$ 54,41—56,00%, MgO 3,20—1,65%, CaO 8,29—7,75%, $Na_2O+K_2O$ 4,15—4,27%) (84. táblázat).

Nem kőzetfajtánként, hanem előfordulásonként vizsgálva a fedőandezit alsó szintjének vegyi összetételét (85. táblázat), feltűnik, hogy a hegység keleti részén bázisosabb a kőzet, az alacsony $SiO_2$-érték mellett kiugróan magas az Átrád-tető—Kalapos-tető környékének 4%-ot meghaladó MgO- és az Irtás-tető—Rózsaszállás 8% feletti CaO-tartalma. Viszonylag alacsony szilícium-

*85. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 55,47 | 58,30 | 55,94 | 58,51 | 57,49 | 54,94 | 55,45 |
| $TiO_2$ | 1,24 | 0,81 | 0,66 | 0,95 | 0,77 | 0,77 | 0,90 |
| $Al_2O_3$ | 17,47 | 17,58 | 18,45 | 17,48 | 18,18 | 19,53 | 17,59 |
| $Fe_2O_3$ | 5,08 | 3,36 | 2,24 | 1,94 | 1,92 | 2,09 | 3,07 |
| FeO | 3,00 | 3,72 | 4,75 | 4,85 | 4,90 | 4,74 | 4,55 |
| MnO | 0,27 | 0,15 | 0,22 | 0,12 | 0,20 | 0,15 | 0,13 |
| MgO | 1,99 | 2,30 | 2,92 | 2,15 | 2,75 | 2,58 | 4,04 |
| CaO | 7,25 | 6,64 | 7,26 | 6,38 | 6,63 | 8,11 | 7,49 |
| $Na_2O$ | 2,56 | 2,51 | 2,39 | 2,51 | 1,98 | 2,20 | 1,82 |
| $K_2O$ | 2,53 | 2,17 | 2,20 | 2,04 | 2,34 | 2,00 | 1,94 |
| $+H_2O$ | 1,98 | 1,47 | 1,70 | 2,14 | 1,92 | 1,55 | 1,71 |
| $-H_2O$ | 1,12 | 0,62 | 0,57 | 0,81 | 0,77 | 1,22 | 0,78 |
| $CO_2$ | 0,09 | 0,19 | 0,14 | 0,09 | 0,19 | 0,01 | 0,17 |
| $P_2O_5$ | 0,36 | 0,15 | 0,12 | 0,19 | 0,17 | 0,13 | 0,15 |
| | 100,41 | 99,97 | 99,56 | 100,16 | 100,21 | 100,02 | 99,79 |

1. Nyikom (3).
2. Óvár—Tóthegyes (10).
3. Kisbikk—Átalkő (4).
4. Piszkés-tető—Galya-tető (8).
5. Csór-hegy—Kis-Galya (3).
6. Irtás-tető—Rózsaszállás (9).
7. Átrád-tető—Kalapos-tető (4).

Elemzők: 1. Jankovits L.—Soha I.-né, Simó B. (ELTE); 2. Soha I.-né—Jankovits L.—Tolnay V.—Guzy K.-né, Baranyi M. (JATE); 3. Jankovits L., 4. Jankovits L.—Soha I.-né—Barabás L.-né, 5. Guzy K.-né—Jankovits L., 6. Nemes L.-né—Emszt M.—Soha I.-né—Guzy K.-né, 7. Emszt M.—Soha I.-né MÁFI.

(3)=elemzések száma.

tartalma alapján az átlagosnál bázisosabbnak mondható még a Nyikom környékének hipersztén andezitje — bár ennek magnézium-oxid-tartalma a legalacsonyabb az összes előfordulás között — és a Kisbikk—Kis- és Nagyátalkő rendszerének kőzete. A savanyú andezitváltozatot, csaknem azonos összetétellel, az Óvár—Som-tető—Tóthegyes hipersztén augitandezitje és a Galya-tető tömbjének augitos hipersztén andezitje képviseli. A Csór-hegy—Kis-Galya környékének kőzete az előbbinél egy árnyalattal bázisosabb, de még mindig a savanyúbb típusba sorolható.

A *felső szint* anyagát a lávatakarók képződése után kialakult önálló vulkáni kúpok szolgáltatják. A nyolc fedőandezit-előfordulás közül ötnek a felépítésében vesz részt. Az Óvár—Som-tető—Tóthegyes—Teréz-hegy, a Kisbikk—Kis- és Nagyátalkő, továbbá a Vércverés—Csór-hegy környékén a felső szint nem fejlődött ki, vagy lepusztult. Uralkodóan augitandezitből, illetve hipersztén augitandezitből áll, a hipersztén mennyisége csak ritkán haladja meg az augitét.

A legnyugatibb előforduláson, a Muzsla-tető csúcsát kis foltban borítja a felső szintbe tartozó augitandezit. A hegység középső részén, a Piszkés-tető—Galya-tető tömbjében két változata fejlődött ki, a Darázs-hegyen hipersztén augitandezit, a Galya-tető és Köves-orom csúcsán augitandezit. A Kis-Galya—Kőrösnyak-tető fedőandezit-előfordulásának felépítésében alárendelt jelentőségű, csak a Nyesett-vár csúcsát fedi kevés hipersztént tartalmazó augitandezit. Kelet felé a fedőandezit felső szintjének szerepe a hegység felépítésében jelentősebbé válik. A Kékes tömbjében két típus fejlődött ki: nagy területet borít az augitos hipersztén andezit, míg a Kékes, Sombokor és Hidas-bérc csúcsán augitandezit van. A hegység keleti részén a fedőandezit felső szintjének mindhárom típusa megtalálható. Kis kiterjedésben észlelhető az augitos hipersztén andezit a Gazoskő környékén. Legnagyobb elterjedésben (a Remete-tető—Cseresznyés-tető környékén) hipersztén augitandezit képződött (XXXVIII. tábla 1., 2.). Az augitandezit a Szederjes-tető—Jagus-tető—Oroszlánvár csúcsára korlátozódik.

A kőzet üde, az egyes típusok között csak a piroxén arányában mutatható ki különbség. Az augitandezit, a hipersztén augitandezit és augitos hipersztén-andezit egyes előfordulásain egyaránt megtalálható a hialopilites és pilotaxitos szövetű változat, a második generációs kristályok nagysága 10 és 100 $\mu$ közötti, a többnyire tűs kifejlődésű földpát mellett előfordulásonként változó mennyiségű piroxént is tartalmaz. A porfíros plagioklász az 1 mm-es, a piroxén a 0,5 mm-es nagyságot ritkán haladja meg. Ez utóbbi mennyisége 0,6—10% között ingadozik. Kivételt képez a Darázs-hegy hipersztén augitandezitje, mely csaknem holokristályos, a második generációs földpát xenomorf hézagkitöltést alkot, a piroxén sok. A fenokristályok között gyakori az 1—4 mm-es plagioklász és augit is.

Az egyes előfordulások közötti különbség nagyobb, mint a kőzetváltozatok között. A Muzsla augitandezitje pilotaxitos, a piroxén-fenokristály kevés. A Galya-tető—Köves-orom augitandezitje hialopilites, a Darázs-hegy hipersztén augitandezitje helyi kifejlődésű, sajátságos típust képvisel, de mindkét kőzetváltozatban sok a piroxén. A Nyesett-vár kőzete pilotaxitos, az alapanyagban kevés, a fenokristályok között sok piroxénnel. A Kékes tömbjének augitandezit- és hipersztén augitandezit változatai között egyaránt található hialopilites és pilotaxitos szövetű, az alapanyagban a piroxén minden típusban kevés, míg a fenokristályok mennyisége ingadozó. A hegység keleti

részén mindhárom andezitféleség hialopilites, a piroxén mennyisége pedig mindkét kristálygenerációban kevés. Repedéskitöltésként néha scolecit és nátrolitváltozatok találhatók (XLI. tábla 1., 2.).

A kőzet kémiai összetételét vizsgálva (86. táblázat) hasonló viszonyok mutatkoznak, mint a petrográfiai jellemzők esetében. A három andezitféleség között nem mutatható ki lényeges különbség. A hiperszténes augitandezit kissé bázisosabb az augitandezitnél és augitos hiperszténandezitnél, ami a legalacsonyabb szilícium-dioxid (52,45%) és legmagasabb magnézium-, valamint kalcium-oxid értékben (3,54%, illetve 9,25%) mutatkozik. Az utóbbi két kőzettípus elemzéseinek átlagértéke csaknem azonos ($SiO_2$ 53,56—53,33%, MgO 3,07—3,40%, CaO 9,01—8,84%). Ugyanakkor az egyes kőzettípusokon belül, előfordulásonként sokkal nagyobb az eltérés. Mindhárom kőzetváltozat esetében az egyes előfordulások között például 2% körüli különbség mutatkozik a szilícium-oxid-tartalomban (augitandezit: Galya-tető 52,49%, Szederjes-tető—Oroszlánvár 54,26%; hiperszténes augitandezit: Remete-tető—Cseresznyés-tető 51,38%, Nyesett-vár 53,37%; augitos hiperszténandezit: Kékes tömbje 52,99%, Gazoskő 54,99%). Hasonló a helyzet a többi komponens esetében, különösen figyelemre méltó a magnézium-oxid értéke, mivel a kőzet alkotásában kis mennyiségben részt vevő elem egyes típusokon belüli ingadozása is 1—2%.

Az andezitváltozatok vegyi összetételét egyes előfordulásokon belül vizsgálva megállapítható, hogy a Galya-tető tömbjében az augitandezit bázisosabb a hiperszténes augitandezitnél, a Kékes tömbjében az augitos hiperszténandezit bázisosabb az augitandezitnél, míg a hegység keleti részén a hiperszténes augitandezit a legbázisosabb, ezt követi az augitos hiperszténandezit, legsavanyúbb pedig az augitandezit.

A felső fedőandezitszint egyes előfordulásainak *kémiai átlagát* — az andezittípusoktól függetlenül — vizsgálat tárgyává téve megállapítható (87. táblázat), hogy a kőzetek vegyi összetétele igen közel áll egymáshoz. Legbázisosabb a Darázs-hegy—Galya-tető kőzete, míg legsavanyúbb a Nyesett-váré. A hegység keleti részének fedőandezitje az előbbiek között helyezkedik el, a két előfordulás kőzetének kémiai átlaga csaknem azonos. Figyelemre méltó az andezit magas, 20% feletti $Al_2O_3$-tartalma.

A fedőandezit alsó és felső szintje kőzettani jellemzőinek összehasonlításából az alábbi következtetéseket vonhatjuk le: mindkét szintben előfordul augitos hiperszténandezit és hiperszténes augitandezit, de hiperszténandezit csak az alsó, augitandezit pedig csak a felső szintben jelenik meg. A kőzet alapanyaga a felső szintben jobban átkristályosodott, hialopilites vagy pilotaxitos, sőt elvétve csaknem holokristályos, üveges változata nem ismert, az alsó szintben az üveges alapanyag gyakoribb, a kőzet többnyire hialopilites. Ugyanakkor a második generációs kristályok mérete az alsó szintben nagyobb, helyenként a 300 $\mu$-t is eléri, míg a felső szintben a 80$\mu$-t ritkán haladja meg.

Ezen ellentmondásosnak látszó jelenségek valószínűleg arra vezethetők vissza, hogy az alsó szint kőzete hosszú nyugalmi periódus után ömlött a felszínre, a gyors kiömlés következtében a kristálykezdemények alakulására nem volt idő, kihűlése azonban nagy tömegénél fogva viszonylag lassú volt, így a kevés kristálycsírából kialakuló második generációs kristályok viszonylag nagyra nőhettek. A felső andezitszintet szolgáltató láva viszont a vulkáni működés végén keletkezett, sokáig volt a magmafészekben, így a kristálykezdemények kialakulására bőven volt idő, kis tömege miatt a felszínre ömölve kihűlése azonban gyors volt, a második generációs kristályok nem nőhettek nagyra.

A kőzetek vegyi összetételét vizsgálva a két andezitszint közötti különbség még szembeötlőbbé válik (88. táblázat). Az alsó szintből elemzett 42 minta közül a szilíciumdioxid mennyisége 35 esetben meghaladja az 55%-ot, míg a felső szint 18 elemzett kőzete közül egy sem éri el ezt az értéket. Az alsó szint 55%-nál kevesebb $SiO_2$-t tartalmazó kőzetváltozatai topográfiailag összefüggő előfordulásból, az Irtás-tető környékéről származnak. Alsó szintbe tartozását határozottan bizonyítja az a tény, hogy felette piro-

*86. táblázat*

| | Augitandezit, felső szint | | | | Hipersztént augitandezit, felső szint | | | | Augitos hiperszténandezit, felső szint | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,49 | 53,80 | 54,26 | 53,56 | 53,07 | 53,37 | 51,38 | 52,45 | 52,99 | 54,99 | 53,33 |
| $TiO_2$ | 0,99 | 0,86 | 0,45 | 0,78 | 0,96 | 1,16 | 0,72 | 0,90 | 0,58 | 0,79 | 0,62 |
| $Al_2O_3$ | 18,61 | 21,25 | 21,18 | 20,47 | 18,88 | 18,26 | 19,55 | 19,22 | 20,55 | 21,33 | 20,68 |
| $Fe_2O_3$ | 4,39 | 2,04 | 1,97 | 2,69 | 1,75 | 2,83 | 1,90 | 2,02 | 2,41 | 1,62 | 2,07 |
| FeO | 3,97 | 4,50 | 4,84 | 4,44 | 5,08 | 6,79 | 6,34 | 5,93 | 4,82 | 4,38 | 4,75 |
| MnO | 0,18 | 0,13 | 0,15 | 0,15 | 0,16 | 0,01 | 0,19 | 0,14 | 0,17 | 0,11 | 0,16 |
| MgO | 4,08 | 2,46 | 2,96 | 3,07 | 3,24 | 3,06 | 4,59 | 3,54 | 3,72 | 1,80 | 3,40 |
| CaO | 9,75 | 8,69 | 8,76 | 9,01 | 9,15 | 7,91 | 10,02 | 9,25 | 8,81 | 8,96 | 8,84 |
| $Na_2O$ | 2,23 | 2,09 | 2,26 | 2,18 | 2,07 | 3,26 | 2,09 | 2,32 | 1,81 | 2,64 | 1,95 |
| $K_2O$ | 1,66 | 2,10 | 1,67 | 1,85 | 1,78 | 1,90 | 1,24 | 1,59 | 1,70 | 2,13 | 1,77 |
| $+H_2O$ | 0,82 | 1,49 | 0,79 | 1,10 | 2,21 | 1,47 | 1,05 | 1,60 | 1,49 | 0,75 | 1,37 |
| $-H_2O$ | 0,76 | 0,68 | 1,04 | 0,81 | 1,11 | 0,36 | 0,43 | 0,69 | 1,15 | 0,36 | 1,02 |
| $CO_2$ | 0,32 | 0,01 | nyom | 0,09 | 0,26 | 0,10 | 0,56 | 0,35 | 0,12 | 0,05 | 0,11 |
| $P_2O_5$ | 0,23 | 0,18 | 0,15 | 0,18 | 0,22 | 0,21 | 0,13 | 0,18 | 0,13 | 0,16 | 0,14 |
| | 100,48 | 100,28 | 100,48 | 100,38 | 99,94 | 100,69 | 100,19 | 100,18 | 100,45 | 100,07 | 100,21 |

1. Galya-tető—Köves-orom (2).
2. Kékes csúcs—Hidas-bérc (3).
3. Szederjes-tető—Oroszlánvár (2).
4. Augitandezit átlaga (7).
5. Darázs-hegy (2).
6. Nyesett-vár (1).
7. Remete-tető—Cseresznyés-tető (2).
8. Hipersztént augitandezit átlaga (5).
9. Kékes alatti kőfejtő—Saskő (5).
10. Gazoskő (1).
11. Augitos hiperszténandezit átlaga (6).

Elemzők: 1., 3., 6. Barabás L.-né, 2. Soha I.-né—Guzy K.-né, 5. Nemes L.-né—Soha I.-né, 7. Dér I.-né—Soha I.-né, 9. Nemes L.-né—Tolnay V.—Guzy K.-né—Jankovits L., 10. Emszt M.—Soha I.-né Máfi.

(2) = elemzések száma.

*87. táblázat*

| | Felső szint | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 1. | 2. | 3. | 4. |
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 52,77 | 53,37 | 53,29 | 53,25 |
| $TiO_2$ | 0,97 | 1,16 | 0,69 | 0,62 |
| $Al_2O_3$ | 18,74 | 18,26 | 20,81 | 20,55 |
| $Fe_2O_3$ | 3,06 | 2,83 | 1,99 | 1,87 |
| FeO | 4,52 | 6,79 | 4,70 | 5,35 |
| MnO | 0,17 | 0,01 | 0,16 | 0,16 |
| MgO | 3,66 | 3,06 | 3,25 | 3,38 |
| CaO | 9,45 | 7,91 | 8,77 | 9,30 |
| $Na_2O$ | 2,15 | 3,26 | 1,92 | 2,25 |
| $K_2O$ | 1,72 | 1,90 | 1,85 | 1,59 |
| $+H_2O$ | 1,51 | 1,47 | 1,49 | 0,88 |
| $-H_2O$ | 0,93 | 0,36 | 0,98 | 0,66 |
| $CO_2$ | 0,29 | 0,10 | 0,08 | 0,23 |
| $P_2O_5$ | 0,22 | 0,21 | 0,15 | 0,14 |
| | 100,16 | 100,69 | 100,13 | 100,23 |

1. Darázs-hegy—Galya-tető (5).
2. Nyesett-vár (1).
3. Kékes—Saskő—Hidas-bérc (8).
4. Szederjes-tető—Remete-tető—Gazoskő (5).

Elemzők: 1. Barabás L.-né—Nemes L.-né—Soha I.-né, 2. Barabás L.-né, 3. Nemes L.-né—Tolyna V.—Guzy K.-né—Soha I.-né—Jankovits L., 4. Barabás L.-né—Dér I.-né—Soha I.-né—Emszt M. MÁFI.

(5)=elemzések száma.

*88. táblázat*

**A fedőandezit vegyi összetétele**

| | Alsó szint (42) | | Felső szint (18) | | Teljes átlag (60) |
|---|---|---|---|---|---|
| | Határérték, % | Átlag, % | Határérték, % | Átlag, % | % |
| $SiO_2$ | 52,64—61,95 | 56,95 | 51,24—54,99 | 53,17 | 55,82 |
| $TiO_2$ | 0,44— 1,38 | 0,84 | 0,41— 1,16 | 0,76 | 0,82 |
| $Al_2O_3$ | 15,70—21,79 | 18,09 | 18,26—23,15 | 20,14 | 18,71 |
| $Fe_2O_3$ | 0,77— 6,30 | 2,65 | 1,26— 6,64 | 2,30 | 2,54 |
| FeO | 1,46— 6,67 | 4,37 | 2,43— 6,85 | 4,96 | 4,55 |
| MnO | 0,01— 0,37 | 0,16 | 0,01— 0,25 | 0,15 | 0,16 |
| MgO | 1,14— 4,92 | 2,57 | 1,54— 5,82 | 3,37 | 2,80 |
| CaO | 4,09—10,01 | 7,05 | 7,52—10,19 | 9,02 | 7,64 |
| $Na_2O$ | 1,60— 3,41 | 2,34 | 1,21— 3,26 | 2,14 | 2,28 |
| $K_2O$ | 0,99— 4,17 | 2,12 | 1,17— 2,20 | 1,75 | 2,00 |
| $+H_2O$ | 0,03— 3,43 | 1,78 | 0,63— 3,57 | 1,32 | 1,64 |
| $-H_2O$ | 0,07— 2,87 | 0,83 | 0,25— 2,73 | 0,84 | 0,83 |
| $CO_2$ | 0,00— 0,52 | 0,13 | 0,00— 0,79 | 0,17 | 0,14 |
| $P_2O_5$ | 0,06— 0,61 | 0,17 | 0,10— 0,30 | 0,17 | 0,17 |
| | | 100,05 | | 100,26 | 100,10 |

(42)=elemzések száma.

*89. táblázat*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 63,80 |
| $TiO_2$ | 0,13 |
| $Al_2O_3$ | 16,93 |
| $Fe_2O_3$ | 3,21 |
| FeO | 1,75 |
| MnO | 0,22 |
| MgO | 0,25 |
| CaO | 3,73 |
| $Na_2O$ | 3,14 |
| $K_2O$ | 2,84 |
| $+H_2O$ | 2,62 |
| $-H_2O$ | 1,36 |
| $CO_2$ | 0 |
| $P_2O_5$ | 0,15 |
| | 100,13 |

Elemző: BARABÁS L.-NÉ 1960. MÁFI.

klasztikum, illetve lávaagglomerátum települ, majd ezen helyezkedik el a Nagyszár-hegy felső szintbe sorolható lávakúpja. A többi kémiai komponens átlagértékét vizsgálva megállapítható, hogy a felső szint több alumínium-, magnézium- és kalcium-oxidot, ugyanakkor kevesebb alkáliát tartalmaz, mint az alsó. Az alkáliák mennyiségének csökkenése növekvő $Al_2O_3$- és CaO-tartalom mellett a földpátok bázisosabb kifejlődését jelzi, a több MgO pedig a színes elegyrészek nagyobb számát. Mindez szoros összefüggésben áll a $SiO_2$ mennyiségének változásával, az alsó szint savanyúbb, a felső bázisosabb kifejlődésével. Ugyanez a különbség a RITTMANN-féle számításoknál is mutatkozik. Az alsó szint andezitje labradorit—riodácit-változatoknak, ritkán labradorit—dácitnak adódik, a felsőé pedig trachiandezit-, illetve andezitváltozatoknak.

A Cserepes-tető csúcsát és ÉNy-i lejtőjét az ismert fedőandezittől eltérő változat építi fel. A kőzet finomszemcsés, lemezes elválású, ezek általában 2—3, legfeljebb 5 cm vastagok. Alapanyaga pilotaxitos, a második generációs kristályok 50—70 $\mu$ hosszúságú fluidális elrendezésű földpátszemcsék. Fenokristályként csak kevés albitikerlemezes plagioklász (andezin) található a kőzetben, piroxént nem tartalmaz.

Eltérő jellege döntően kémiai összetételében mutatkozik (89. táblázat). Igen magas kovasav- (63,80%) és alkáliatartalma (5,98%), valamint az e mellett fellépő rendkívül kis mennyiségű magnézium- (0,25%) és kalcium-oxid (3,73%) dácitos kőzetre utal, ami viszont ásványos összetétele (szanidin, oligoklász, biotit, amfibol hiánya) nem támaszt alá. Keletkezése valószínűleg erős asszimilációra vezethető vissza, mivel ezen a területen a középső rétegvulkános összlet nem fejlődött ki, a fedőandezit közvetlenül a dácittufára, illetve az itt gyakori dácitra települ.

*90. táblázat*

**A fedőandezit-telérek vegyi összetétele**

| | Savanyúbb változat (6) | | Bázisosabb változat (22) | | Teljes átlag (28) |
|---|---|---|---|---|---|
| | Határérték, % | Átlag, % | Határérték, % | Átlag, % | % |
| $SiO_2$ | 58,62—61,00 | 59,88 | 48,40—54,96 | 52,80 | 54,31 |
| $TiO_2$ | 0,56— 1,22 | 0,81 | 0,58— 1,28 | 0,89 | 0,87 |
| $Al_2O_3$ | 14,16—18,30 | 16,36 | 15,64—27,45 | 19,82 | 19,08 |
| $Fe_2O_3$ | 0,61— 3,71 | 2,19 | 1,47—11,81 | 3,96 | 3,58 |
| FeO | 1,26— 5,70 | 4,15 | 0,32— 6,66 | 3,46 | 3,61 |
| MnO | 0,06— 0,16 | 0,12 | 0,04— 0,54 | 0,19 | 0,17 |
| MgO | 0,67— 2,74 | 1,85 | 0,69— 4,89 | 2,48 | 2,34 |
| CaO | 3,75— 6,73 | 5,54 | 2,95—11,07 | 8,22 | 7,64 |
| $Na_2O$ | 1,87— 2,93 | 2,48 | 1,75— 3,49 | 2,41 | 2,42 |
| $K_2O$ | 1,40— 2,70 | 2,20 | 0,57— 4,08 | 1,73 | 1,83 |
| $+H_2O$ | 1,45— 7,35 | 3,63 | 0,08— 5,74 | 1,91 | 2,28 |
| $-H_2O$ | 0,11— 0,75 | 0,40 | 0,12— 3,19 | 1,20 | 1,02 |
| $CO_2$ | 0,00— 0,64 | 0,16 | 0,00— 2,59 | 0,85 | 0,70 |
| $P_2O_5$ | 0,06— 0,18 | 0,15 | 0,00— 1,93 | 0,30 | 0,26 |
| | | 99,92 | | 100,22 | 100,11 |

Elemzők: savanyúbb változat: EMSZT M.—SOHA I.-NÉ, JANKOVITS L., GUZY K.-NÉ MÁFI; bázisosabb változat: JANKOVITS L., EMSZT M., SOHA I.-NÉ, BARABÁS L.-NÉ, NEMES L.-NÉ, GUZY K.-NÉ MÁFI; BARANYI M., DONÁTH É. JATE; PÓKA T.—SIMÓ B. ELTE.

(6)=elemzések száma.



*68. ábra.* Kipreparált andezittelér — Hasznos, Ördögkő
*Textfig. 68.* Andesitic dike uncovered by weathering—Hasznos, Ördögkő

A hegység északi előterében kialakult fedőandezit-telérek kőzettanilag (68. és 69. ábra) hasonlóak a hegység belsejének lávakőzetéhez. Itt is megkülönböztethető augitos hiperszténandezit, hiperszténes augitandezit, elvétve hiperszténandezit, azonban ezen a területen gyakorivá válik a porfíros piroxént nem tartalmazó, amafitos andezit. A telérek csapásiránya igen változatos, de megfigyelhető némi összefüggés a telérek kifejlődése és iránya között. A hiperszténes augitandezitből és hiperszténandezitből álló és az amafitos anyagú telérek iránya tágabb határok között mozog, az előbbieké 30—210°, illetve 105—285°, az utóbbiaké 50—230°, illetve 120—300° közötti, de mindkét típusban találhatók elvétve ÉÉNy—DDK-i lefutásúak is (70. ábra).

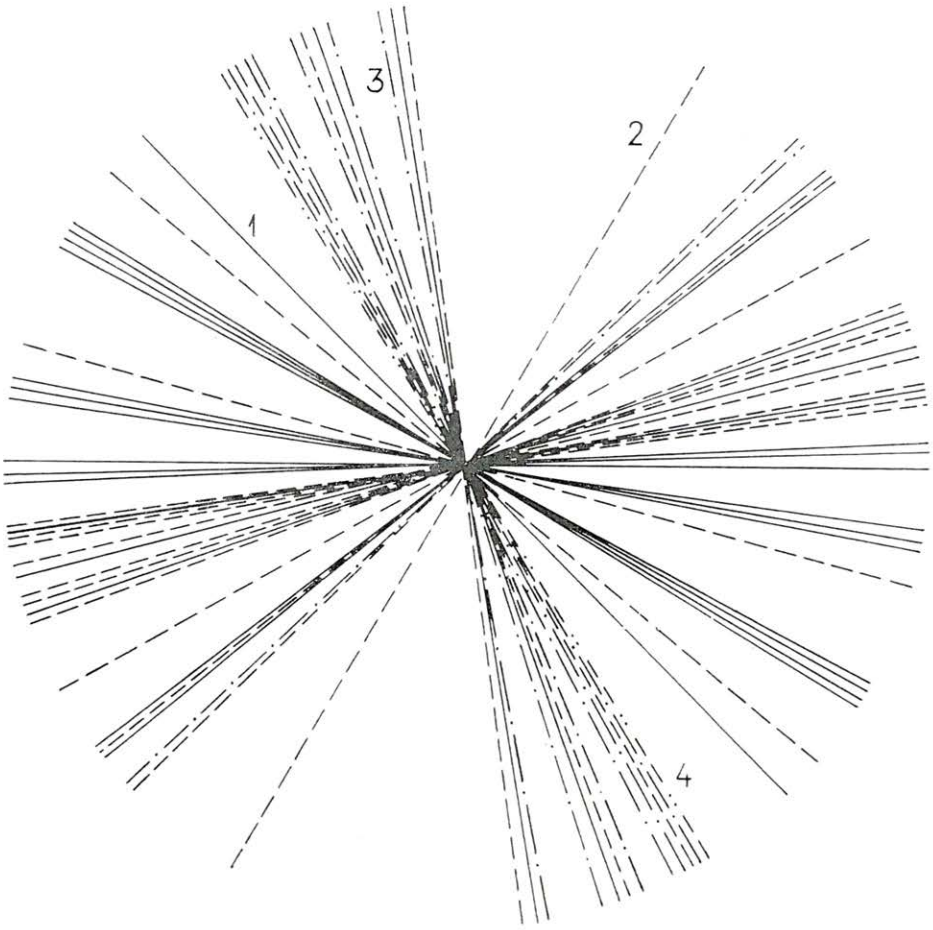
A telérekben is megfigyelhető egy savanyúbb és egy bázisosabb kőzetváltozat (90. táblázat). A felszínre kiömlő andezit esetében a savanyúbb fedőandezit nagyobb mennyiségű, a telérek uralkodóan igen bázisos, alacsony $SiO_2$-tartalmú kőzetekből állnak és a savanyú változat alárendelt (28 elemzés-

ből 6). A különbség a két típus között viszont még határozatlanabb. Míg a bázisos telérek kőzete a felszínre kiömlött andezit felső szintjéhez hasonlóan 55%-nál kevesebb szilícium-dioxidot, a savanyúbb telérkőzetek a felszínre kiömlött alsó andezitszintnél többet, 58,52—61,00%-ot tartalmaznak. Egyéb komponenseinek aránya, változása a felszínre kiömlött andezithez hasonló, de az egyes értékek tágabb határok között mozognak, szén-dioxid-tartalma magasabb. Ezek a jelenségek a környező kőzetekkel való fokozott kölcsönhatásra vezethetők vissza. Ugyanezen okból nem lehet itt kémiai alapon a két kőzetszintet egymástól elkülöníteni. Az erős asszimiláció, a kontakt szegély kialakulása, a gyakran mandulaköves szerkezet a kőzet eredeti összetételét annyira megváltoztatja, hogy abból már következtetések nem vonhatók le.

A telérek anyagának kifejlődése a hegység lávakőzetéhez hasonlóan igen változatos. Az alapanyag mennyisége valamennyi kőzettípusban 65—80% közötti, az amafitos andezitben helyenként a 97%-ot is eléri. Szövete uralkodóan hialopilites vagy pilotaxitos, elvétve üveges (amafitos andezit), esetleg interszertális (amafitos andezit, augitos hipersztén andezit egyes előfordulásai). Az alapanyag-elegyrészek mérete 60—100 $\mu$ közötti, ritkán azonban 200—250 $\mu$ (parádi Várhegy). A plagioklász-fenokristályok (labradorit) mérete erősen ingadozó, leggyakrabban 3—5 mm, néhol azonban az 1 mm-t is ritkán haladja meg (Hagymás-tető, Keresztút, parádi Várhegy, Dobróka), vagy a 8, illetve 15 mm-t is eléri (Hárág-tető, Tariska, Disznókő, Ördöggátak) (XXXIX. tábla 1—4.). Porfíros piroxén az amafitos andezitben nem fejlődött ki, ugyanakkor az augitos hipersztén andezitben mennyisége a kőzet anyagának 8%-át, a hiperszténes augitandezitben 10%-át is elérheti. Valamennyi kőzetváltozatban gyakoriak az üreges—porózus változatok. Kitöltésük többnyire kalcit,



*69. ábra.* Fekvő oszloposság kőzetteléren — Parádfürdő, Ördöggátak
*Textfig. 69.* Horizontal columnar jointing in a dike—Parádfürdő, Ördöggátak




*70. ábra.* A fedőandezit-telérek csapásirányának megoszlása
*1.* Amafitos andezit, *2.* augitos hipersztén andezit, *3.* hiperszténes augitandezit, *4.* hipersztén andezit

*Textfig. 70. Distribution* of the strikes of overlying andesitic dikes
*1.* Leuco-andesite, *2.* augite-hypersthene andesite, *3.* hypersthene-augite andesite, *4.* hypersthene andesite

kisebb részben kalcedon, opál, klorit, agyagásvány, átmérőjük általában 1—3 mm, de néhol a 20—25 mm-t is elérik. A mandulaköves kifejlődés általában a telérek kontakt szegélyére korlátozódik, vastagsága alig éri el a 0,5 m-t, leggyakrabban 10—30 cm (XL. tábla 1—4.).

### Az egyes fedőandezit-előfordulások földtani és kőzettani jellemzői

*1. Nyikom—Muzsla-tető—Nagykoncsúr (Mátrakeresztestől Ny-ra)*

A hegység területén található legnyugatibb fedőandezit-vonulat, iránya ÉÉK—DDNy-i. A vulkáni tevékenység piroklasztikum szolgáltatásával kezdődött, mely a gerinc nyugati oldalán végig követhető feltárásokban, míg a keleti oldalon csak kisebb foltokban található, itt a fedőandezit túlnyomóan

*91. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,67 | 54,88 | 55,47 |
| $TiO_2$ | 1,38 | 1,17 | 1,24 |
| $Al_2O_3$ | 16,26 | 18,08 | 17,47 |
| $Fe_2O_3$ | 6,30 | 4,48 | 5,08 |
| FeO | 2,30 | 3,35 | 3,00 |
| MnO | 0,34 | 0,24 | 0,27 |
| MgO | 1,78 | 2,09 | 1,99 |
| CaO | 4,09 | 8,83 | 7,25 |
| $Na_2O$ | 2,65 | 2,52 | 2,56 |
| $K_2O$ | 4,17 | 1,71 | 2,53 |
| $+H_2O$ | 3,16 | 1,39 | 1,98 |
| $-H_2O$ | 1,02 | 1,17 | 1,12 |
| $CO_2$ | 0,24 | 0,01 | 0,09 |
| $P_2O_5$ | 0,38 | 0,40 | 0,36 |
| | 100,74 | 100,32 | 100,41 |

1. Nagykoncsúr (1).
2. Nyikom környéke (2).
3. Átlag (3).

Elemzők: 1. JANKOVITS L.—SOHA I.-NÉ MÁFI; 2. JANKOVITS L. MÁFI; SIMÓ B. ELTE.

(1)=elemzések száma.

közvetlenül a középső rétegvulkános andezit lávapadjaira települ. A kőzet agglomerátum jellegű, a lapillis — gyakran agyagásványosodott — tufába ágyazott tömbök, bombák néhol a köbméteres nagyságot is elérik.

A vonulaton belül az andezit több típusa különböztethető meg.

Az *alsó fedőandezitszintbe* sorolható a gerinc északi részét, a Nyikom környékét felépítő hiperszténandezit. Alapanyaga hialopilites, a kőzetüveg mellett 40—50 $\mu$-os földpátléceket és magnetitszemcséket tartalmaz. A porfíros kristályok (plagioklász és hipersztén) 1,5 mm-nél kisebbek.

Dél felé a Csatárda-bérc és Muzsla-tető környékén a fedőandezit alsó szintjének kifejlődése más típusú. Szövete pilotaxitos, 100 $\mu$ körüli földpátlécekből és apróbb magnetitszemcsékből áll, porfíros kristályai plagioklász, hipersztén, kevesebb augit.

A vonulat déli részén, a Nagykoncsúron a kőzet sok, gyakran 90% körüli alapanyagot tartalmaz, szövete hialopilites. Porfíros kifejlődésben csak labradoritot tartalmaz, amafitos. Feltűnő a kőzet magas $K_2O$ (4,17%) és alacsony CaO (4,09%) tartalma (91. táblázat), ez valószínűleg a középső andezitösszletben gyakori kálimetaszomatózis hatása.

A Muzsla-tető csúcsát a *felső fedőandezitszintbe* sorolható augitandezit építi fel. Szövete pilotaxitos, igen apró finom tűs földpátkristályokat és magnetitszemcsét tartalmaz. A porfíros kristályokat kevés plagioklász és augit képviseli.

2. *Óvár—Csókakő—Somhegyese—Hidegkút-hegy—Tóthegyes—Teréz-hegy (Mátrakeresztes környéke)*

Óváron és Csókakőn a fedőandezitet szolgáltató vulkáni működés törmelékszórással indult. Ez hasonló a Nyikom—Muzsla-tető vonulatának agglomerátumos andezittufájához, bár helyenként erősen oxidált vagy agyagásványosodott. Felette egységes kifejlődésű, az *alsó fedőandezitszintbe* tartozó, finomszemcsés, sötétszürke, néhol oszlopos elválású hiperszténes augitandezit települ. A kőzet anyagának 70%-a alapanyag, szövete hialopilites, ritkán pilotaxitos, 80 $\mu$ körüli tűs—léces földpátkristályokkal, néhol hipersztén- és augitszemcsékkel. Fenokristályai labradoritos összetételű plagioklász és sok (12%-nyi) színes elegyrész (augit, kevesebb és kisebb hipersztén).

Ezzel kőzettanilag azonosítható a Somhegyese 20—30 m vastagságú, a Hidegkút-hegy—Égés-oldal—Péterke-hegy—Tóthegyes közel K—Ny-i irá-

*92. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 59,18 | 58,63 | 56,87 | 59,06 | 58,30 |
| $TiO_2$ | 0,83 | 0,79 | 0,86 | 0,76 | 0,81 |
| $Al_2O_3$ | 17,09 | 17,73 | 17,28 | 17,88 | 17,58 |
| $Fe_2O_3$ | 5,27 | 3,49 | 3,24 | 2,73 | 3,36 |
| FeO | 1,46 | 4,16 | 4,34 | 3,40 | 3,72 |
| MnO | 0,08 | 0,14 | 0,26 | 0,11 | 0,15 |
| MgO | 2,43 | 1,81 | 3,64 | 1,42 | 2,30 |
| CaO | 6,01 | 6,50 | 6,98 | 6,66 | 6,64 |
| $Na_2O$ | 2,62 | 2,47 | 2,28 | 2,74 | 2,51 |
| $K_2O$ | 2,87 | 2,10 | 2,05 | 2,12 | 2,17 |
| $+H_2O$ | 0,03 | 1,43 | 1,62 | 1,81 | 1,47 |
| $-H_2O$ | 0,91 | 0,36 | 0,69 | 0,70 | 0,62 |
| $CO_2$ | 0,10 | 0,22 | 0,08 | 0,29 | 0,19 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,15 |
| | 99,03 | 99,97 | 100,32 | 99,84 | 99,97 |

1. Óvár (1).
2. Somhegyese (3).
3. Hidegkút-hegy—Tóthegyes (3).
4. Teréz-hegy (3).
5. Átlag (10).

Elemzők: 1. Baranyi M. JATE; 2. Soha I.-né, Jankovits L., 3. Tolnay V., Jankovits L.—Soha I.-né, 4. Guzy K.-né, Jankovits L.—Soha I.-né MÁFI.

(1)=elemzések száma.

nyú gerincének 50—60 m vastagságú, valamint a Teréz-hegy és környékének lávatakarója, bár petrokémiailag (92. táblázat) a Hidegkút—Tóthegyes környékének kőzete némileg alacsonyabb $SiO_2$- és magasabb MgO-tartalmával kissé bázisosabbnak mutatkozik. A piroklasztikum mennyisége azonban kelet felé határozottan csökken, csak a Hidegkút-hegy környékén található meg a fedőandezit alatti felhalmozódása. A Somhegyese és Tóthegyes környékén hiányzik, a Teréz-hegyen pedig a nyugati lejtőn a fedőandezit lávapadjai között észlelhető egy kis kiterjedésű, kb. 8 m vastag, kissé agyagásványosodott lapillis tufaszint.

Az egymástól elszigetelt fedőandezit-előfordulások kőzettani azonossága arra utal, hogy ezek a kőzetek azonos magmafészekből, közel azonos időben keletkeztek. Eredeti kiterjedésük a mainál sokkal nagyobb lehetett, esetleg helyenként össze is kapcsolódhattak.

*3. Pelyhes-tető—Kisbikk—Nagyátalkő—Kisátalkő—Szalajkaház környéke (Mátraszentimre környéke)*

A Pelyhes-tető—Kisbikk—Nagyátalkő—Kisátalkő összefüggő andezittömbjében a fedőandezit közvetlenül a középső rétegvulkános andezit erősen bontott, agyagásványosodott, ritkábban kovásodott változataira települ, a fiatalabb tortonai vulkánosság kezdetét jelző piroklasztikum itt nem fejlődött ki. Ezen a területen a *fedőandezit alsó szinijének* két típusa különböztethető meg:

*a)* A Pelyhes-tető—Kisbikk—Nagynyak környékén, valamint a Kisátalkőtől keletre közvetlenül az idősebb andezitre települve kevés augitot tartalmazó hipersztén andezit található. A kőzet anyagának kb. 65%-a alapanyag, csak elvétve látható benne egy-egy 100 $\mu$-os zömök táblás földpátkristály. A számos mikrolit orientációja gyakran foltokban, gócokban azonos. A porfíros plagioklász 1—2 mm-es, a piroxén kevés, általában 0,5 mm körüli.

*b)* Felette helyezkedik el a Nagyátalkő—Kisátalkő—Hegyesd szintén az alsó fedőandezitbe sorolható hiperszténes augitandezit takarója. A kőzet anyagának 50—60%-a alapanyag, szövete pilotaxitos, sok 50—100 $\mu$-os tűs földpátkristálykát és magnetitszemcséket tartalmaz. A mikrolitok orientációja néhol foltokban azonos. A porfíros plagioklász 1 mm körüli, ritkán 1,5 mm-es, a piroxén általában sok, a 0,5 mm-es átmérőt ritkán haladja meg.

A két andezittípus között kémiai különbség (93. táblázat) nem mutatható ki, az előzőekben tárgyalt Óvár—Somhegyese—Tóthegyes—Teréz-hegy környéki kőzeteknél azonban lényegesen bázisosabb összetételű.

A Pelyhes-tető—Kisbikk—Kisátalkő—Nagyátalkő környéki andezittel kőzettanilag azonos kifejlődésűek a Szalajkaháztól keletre egymástól elkülönülten felszínre bukkanó kisebb fedőandezitfoltok. Ezek között a fentebb leírt mindkét kőzettípus megtalálható. Gyakoribb a kevés augitot tartalmazó hipersztén andezit, mely a Mocsár-oldal és Medomb kis kiterjedésű lávatakaróit építi fel. Ezek valószínűleg a nagy andezittömbtől eróziós úton elszakadt takarófoszlányok. Külön említést érdemel a Szalajkaháztól keletre, a Cseternás-patak éles kanyarjában helyet foglaló, kőzettanilag az előbbiekkel azonosítható andezit, amely láthatóan egy kis parazitavulkán kürtőkitöltése. A hiperszténes augitandezitet az Üstökfő-tető korlátozott kiterjedésű fedőandezit-takarója képviseli.

*93. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56,07 | 55,82 | 55,94 |
| $TiO_2$ | 0,63 | 0,69 | 0,66 |
| $Al_2O_3$ | 18,23 | 18,68 | 18,45 |
| $Fe_2O_3$ | 2,19 | 2,28 | 2,24 |
| FeO | 4,80 | 4,71 | 4,75 |
| MnO | 0,21 | 0,24 | 0,22 |
| MgO | 3,14 | 2,70 | 2,92 |
| CaO | 7,35 | 7,18 | 7,26 |
| $Na_2O$ | 2,23 | 2,55 | 2,39 |
| $K_2O$ | 2,28 | 2,12 | 2,20 |
| $+H_2O$ | 1,71 | 1,70 | 1,70 |
| $-H_2O$ | 0,37 | 0,77 | 0,57 |
| $CO_2$ | 0,05 | 0,23 | 0,14 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,12 | 0,12 |
| | 99,38 | 99,79 | 99,56 |

1. Kisbikk—Szalajka-háztól keletre (2).
2. Nagyátalkő—Kisátalkő (2).
3. Átlag (4).

Elemzők: 1., 2. JANKOVITS L. MÁFI.

(2)=elemzések száma.

*4. Darázs-hegy—Galya-tető—Kövesorom (Galya-tető környéke)*

Az eddigieknél nagyobb kiterjedésű, erősebben tagolt, bonyolultabb fedőandezit-előfordulás. Fő iránya Ny—K-i (Darázs-hegy—Galya-tető vonala), melyből több ÉNy—DK-i irányú kisebb-nagyobb gerinc ágazik ki. Ezek részben a fő felszakadási irányra közel merőleges kisebb hasadékvulkánok (Piszkés-tető—Egyházbikk gerince), másrészt a Ny—K-i vonulatból kiágazó lávaárak (Dongázó, Mogyorós-orom déli nyúlványai) lehetnek. Az erős tagolódásban jelentős szerepe van a kőzet képződésétől napjainkig tartó eróziónak is.

A Köves-orom és Rudolf-tanya ma már elszigetelt fedőandezitfoltja — a Galya-tetőtől délre található számos kis fedőandezit-foszlánnyal együtt — minden bizonnyal ennek a lávaösszletnek összefüggő része volt.

A piroklasztikum ebben az összletben is alárendelt mennyiségű. A fedőandezit képződését bevezető tufaszórás csak néhány vékony réteget hozott létre a terület északi oldalán. A Piszkés-tetőn az alsó andezitszintben is található egy lokális tufaréteg, míg a Darázs-hegyen az alsó és felső fedőandezitszintet választja el egymástól egy 1,5 m-es tufaszint (Mátraszentimre 2. sz. fúrás 182,0—183,5 m).

A Galya-tető környéki előforduláson mindkét fedőandezitszint kifejlődött és ezeken belül is több típus ismerhető fel.

Az *alsó fedőandezitszint* nagy kiterjedésben követhető a Piszkés-tető környékén, ettől délre a Dongázón, a Csukás-patak és Cseternás-patak közötti gerincen, az Egyházbikken, északra Mátraszentlászlóig, kelet felé pedig a Lengyendi Galyán és Galya-tetőn keresztül a Mogyorós-oromig. Ide sorolható még a ma már önálló Köves-orom alsó andezitszintje, valamint a Rudolf-tanya környéki vulkanit. A Darázs-hegyen a Mátraszentimre 2. sz. fúrás csak vékonyan, 183,5—186,8 m között tárta fel nagyporfíros, erősen bontott, agyagásványosodott—karbonátosodott változatát.

A továbbiakban két típusát különböztetjük meg:

*a)* A Piszkés-tetőn és déli nyúlványain alapanyaga a kőzet anyagának 40—50%-a, kőzetüvegből és kristálykezdeményekből áll, ez utóbbiak orientációja helyenként foltokban azonos. Második generációs kristályok nem fejlődtek ki, ami igen gyors lehűlésre utal. A porfíros plagioklász általában 0,5 mm körüli, a többnyire erősen bontott piroxén 0,3—0,5 mm-es, az 1 mm-es nagyságot elérő kristályok ritkák. Jellemző a kőzetre a limonitos—hematitos erek megjelenése. A vasas anyag nem repedéskitöltéseket alkot, megjelenése infiltrációs jellegű, az alapanyagot itatja át 0,5—1 cm vastagságú sávokban, helyenként a nagyobb porfíros kristályok repedéseibe is benyomul.

*b)* A Piszkés-tetőtől keletre és az északi előtérben az alapanyag mennyisége eléri a 65—75%-ot. Hialopilites, kevés igen apró földpáttűvel, továbbá 100—300 $\mu$-os földpát-, hipersztén- és augitkristályokkal. A mikrolitok orientációja többnyire foltokban azonos. Fenokristályai 0,5—1,5 mm-es plagioklász, és általában kevés, hasonló nagyságú piroxén. A Peres-tetőn a kőzet kovásodott, a kioldásos üregekben gyakori a kalcedon, tejopál vagy kvarc. A Mogyorós-orom környékén a kőzetben feltűnően sok a piroxén, a fenokristályok mennyisége 75%-át is eléri. Itt, valamint a Rudolf-tanyánál ritkábban biotitot is tartalmaz.

Mindkét kőzettípusban a hipersztén mennyisége meghaladja az augitét, kivételt képez a Galyavár andezitje, melyben a hipersztén és augit mennyisége azonos.

Az alsó andezitszint két típusának kémiai összetételét vizsgálva (94. táblázat) megállapítható, hogy a Piszkés-tető kőzete valamivel magasabb $SiO_2$- és alacsonyabb MgO-tartalmával kissé savanyúbb a jobban elterjedt másik típusnál.

A *felső fedőandezitszint* anyaga a Darázs-hegyen, továbbá a Galya-tető és Köves-orom csúcsán található. Két változata különböztethető meg:

*a)* A Darázs-hegyen feltűnően nagy vastagságú összletet (Mátraszentimre 2. sz. fúrás 15,0—182,0 m) egy szintén jelentős (Mátraszentimre 2. sz. fúrás 141,1—167,4 m) piroklasztikum-betelepülés tagolja két részre. A tufaszint alatt

*94. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 53,07 | 52,49 | 52,77 | 59,36 | 58,01 | 58,51 |
| $TiO_2$ | 0,96 | 0,99 | 0,97 | 0,86 | 1,01 | 0,95 |
| $Al_2O_3$ | 18,88 | 18,61 | 18,74 | 16,75 | 17,92 | 17,48 |
| $Fe_2O_3$ | 1,75 | 4,39 | 3,06 | 2,75 | 1,46 | 1,94 |
| FeO | 5,08 | 3,97 | 4,52 | 4,47 | 5,07 | 4,85 |
| MnO | 0,16 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,10 | 0,12 |
| MgO | 3,24 | 4,08 | 3,66 | 1,55 | 2,51 | 2,15 |
| CaO | 9,15 | 0,75 | 9,45 | 6,36 | 6,40 | 6,38 |
| $Na_2O$ | 2,07 | 2,23 | 2,15 | 2,38 | 2,59 | 2,51 |
| $K_2O$ | 1,78 | 1,66 | 1,72 | 1,95 | 2,10 | 2,04 |
| $+H_2O$ | 2,21 | 0,82 | 1,51 | 2,23 | 2,08 | 2,14 |
| $-H_2O$ | 1,11 | 0,76 | 0,93 | 0,74 | 0,85 | 0,81 |
| $CO_2$ | 0,26 | 0,32 | 0,29 | 0,03 | 0,13 | 0,09 |
| $P_2O_5$ | 0,22 | 0,23 | 0,22 | 0,16 | 0,21 | 0,19 |
| S | 0,03 | — | — | — | — | — |
| | 99,97 | 100,48 | 100,16 | 99,75 | 100,44 | 100,16 |

Felső szint

1. Darázs-hegy (2).
2. Galya-tető—Köves-orom (2).
3. Átlag (4).

Alsó szint

4. Piszkés-tető (3).
5. Északi előtér, Mogyorós-orom, Köves-orom (5).
6. Átlag (8).

Elemzők: 1. Nemes L.-né—Soha I.-né, 2. Barabás L.-né, 4. Jankovits L.—Soha I.-né, 5. Jankovits L., Barabás L.-né Máfi.

(2)=elemzések száma.

az andezit a kőzet anyagának kb. 60%-a, alapanyaga csaknem holokristályos, 10 $\mu$ körüli piroxén- és xenomorf földpátszemcsékből áll. A fenokristályok között két generáció különböztethető meg. Gyakoribb a 0,2—1 mm-es kristályméret, melyet plagioklász, augit és kevés hipersztén alkot, ritkább az 1—4 mm-es, amely plagioklász- és augitszemcsékből áll. Az erre települő piroklasztikum erősen bontott, agyagásványosodott—kovásodott—karbonátosodott. Sok, néhány tized millimétertől 5 cm-ig terjedő andezittörmeléket, lapillit tartalmaz. Az elbontás következtében a plagioklász és piroxén sem a tufában, sem a lapillikben nem ismerhető fel, csak a fenokristályok körvonala látható. A törmelék szegélye is gyakran elmosódott, a lapillik szöveti jellege nem határozható meg. A tufa felett települő andezit anyaga hasonló a piroklasztikum alatti kőzetéhez, alapanyagának mennyisége azonban 20%-ra csökken, uralkodóan 0,2—1,0 mm-es kristályokból áll.

*b)* A Galya-tetőn, továbbá a Mogyorós-orom és Köves-orom csúcsán a kőzet alapanyagának mennyisége 50—55%, szövete hialopilites, igen apró, finom tűs földpát- és magnetitkristálykákkal (XXXVIII. tábla 3.). Fenokristályai 0,5 mm körüliek, ritkán az 1 mm-t is elérik. Többségük plagioklász, a piroxént számos augitszemcse képviseli, elvétve egy-egy hipersztén és olivin is található (XXXVIII. tábla 4.).

Egyházbikken az augitandezit eltérő, helyi változata fejlődött ki. A kőzet világosszürke, durvábban kristályos, a porfíros plagioklász és augit 1,0—1,5

mm-es. Gyakoriak a karbonátos gócok, erek, a földpát és piroxén is többnyire karbonátosodott.

Kémiailag (94. táblázat) a Darázs-hegy, Galya-tető és Köves-orom kőzete a hegység legbázisosabb andezitváltozatát képviseli.

*5. Nyesettvár—Kis-Galya—Nagybikk—Télizöldes és Vércverés—Csór-hegy (Galya-tető és Mátraháza között)*

A fenti terület Mátraházától nyugatra, a hegység középső részén helyezkedik el. Ma már két önálló, egymástól elszigetelt, ÉÉNy—DDK-i irányú vonulatot alkot, de egységes kőzettani jellegén kívül az Aranybánya-folyás völgyében található több kisebb fedőandezitfolt is arra utal, hogy eredetileg összefüggött. Morfológiai megjelenése alapján valószínű, hogy itt két ÉÉNy—DDK-i irányú hasadékvulkánról van szó, melyekből kiinduló lávatakarók egymással találkoztak, összefonódtak. Ez utóbbiak maradványai az Aranybánya-folyás, valamint ÉNy felé az Üvöltő- és Ménes-forrás lávafoszlányai. Észak felé lávatakarója összefüggött a Galya-tető fedőandezitjével is, attól azonban kőzettanilag eltérő kifejlődésű.

Uralkodóan a fedőandezit alsó szintjének kőzetváltozatai építik fel, piroklasztikumot nem tartalmaz, a felső fedőandezitszintet csak a Nyesettvár kúpja képviseli.

Az *alsó fedőandezitszinten* belül a Pelyhes-tető—Kis- és Nagyátalkő vulkanitjához hasonlóan két andezittípus különböztethető meg:

*a)* Augitos hipersztén andezit települ közvetlenül az idősebb, középső vulkáni összlet többnyire erősen bontott képződményeire. A nyugati vonulatban annak déli részére, a Kőrösnyak-tetőre és a Télizöldes környékére korlátozódik, míg a keleti vonulatot, a Vércverés—Bagolykő—Csór-hegy gerincét teljes egészében ez a kőzet építi fel. Alapanyagának mennyisége 50% körüli, az alapanyag-elegyrészek: kőzetüveg, kevés tűs földpát és hipersztén. A kőzetüveg devitrifikálódott, a kialakult mikrolitok orientációja gyakran foltokban, csomókban azonos. Fenokristályai 0,4—1,0 mm-es, ritkábban 2—3 mm-es plagioklász, sok 1—2 mm körüli hipersztén és kevés augit. A plagioklász—piroxén arány helyenként az 1:1-et is elérheti. A keleti gerincen nyomokban olivin is található. A Csór-hegy déli oldalán a kőzet kissé kovásodott, a Kőrösnyak-tető környékén néhol gömbös kifejlődésű vagy salakos.

*b)* Hiperszténes augitandezit alkotja a nyugati vonulat északi részét, a Kis-Galya környékét, valamint a már önálló Üvöltőt és a Nagyszarvas-folyás kisebb kiterjedésű fedőandezitfoltjait. Szövetének kifejlődése nem egységes. A Kis-Galya környékén kőzetüvegből és kristálykezdeményekből áll, a Nagyszarvas-folyásnál hialopilites, míg az Üvöltőn pilotaxitos. A két utóbbi előfordulás esetében a mikrolitok orientációja gyakran foltokban azonos, az alapanyag-elegyrészeket tűs földpát, továbbá apró magnetit képviseli. A fenokristályok megjelenése mindhárom kőzetváltozatban azonos. A plagioklász mérete néha az 5 mm-t is eléri, sok augitot és kevesebb hipersztént tartalmaz.

Kémiailag (94. táblázat) is némi különbség mutatható ki az augitos hipersztén andezit és a hiperszténes augitandezit között. Ez utóbbi kissé bázisosabb az augitos hipersztén-andezitnél.

95. táblázat

| | 1. | 2. | 3. | 4. |
|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 53,37 | 58,74 | 56,86 | 57,49 |
| $TiO_2$ | 1,16 | 0,77 | 0,76 | 0,77 |
| $Al_2O_3$ | 18,26 | 18,18 | 18,19 | 18,18 |
| $Fe_2O_3$ | 2,83 | 2,36 | 1,71 | 1,92 |
| FeO | 6,79 | 3,91 | 5,40 | 4,90 |
| MnO | 0,01 | 0,24 | 0,19 | 0,20 |
| MgO | 3,06 | 2,27 | 2,99 | 2,75 |
| CaO | 7,91 | 5,95 | 6,97 | 6,63 |
| $Na_2O$ | 3,26 | 2,25 | 1,85 | 1,98 |
| $K_2O$ | 1,90 | 2,45 | 2,29 | 2,34 |
| $+H_2O$ | 1,47 | 1,70 | 2,03 | 1,92 |
| $-H_2O$ | 0,36 | 1,23 | 0,54 | 0,77 |
| $CO_2$ | 0,10 | 0,20 | 0,19 | 0,19 |
| $P_2O_5$ | 0,21 | 0,34 | 0,08 | 0,17 |
| | 100,69 | 100,59 | 100,05 | 100,21 |

Felső szint

1. Nyesettvár (1).

Alsó szint

2. Csór-hegy (1).
3. Kis-Galya (2).
4. Alsó szint átlaga (3).

Elemzők: 1. BARABÁS L.-NÉ, 2. GUZY K.-NÉ, 3. GUZY K.-NÉ, JANKOVITS L. MÁFI.

(1) = elemzések száma.

A *fedőandezit felső szintjének* kőzete építi fel a Nyesettvár kúpját. Szövete pilotaxitos, második generációs kristályai uralkodóan apró földpáttűk, alárendelten piroxénszemcsék. A fenokristályok 0,5—3,0 mm-es plagioklász, augit, elvétve hipersztén.

Kémiailag (95. táblázat) a kőzet az alatta található alsó szintbeli hiperszténes augitandezittől élesen elkülönül. Közelebb áll a Galya-tető—Darázs-hegy felső szintbe tartozó kőzetéhez, de annál valamivel savanyúbb.

*6. Kékes—Saskő—Szár-hegy—Irtás-tető—Kis-Szár-hegy—Csatorna-patak—Hidas-bérc (Mátraházától K-re)*

A hegység legnagyobb, legbonyolultabb felépítésű, összefüggő fedőandezit-előfordulása. Tengelye nyugat—keleti, morfológiai jellege elmosódott. Valószínűleg kelet—nyugati irányú felszakadásból kiinduló, dél felé lenyúló lávaárak építették fel.

A fedőandezitet szolgáltató vulkáni működés ezen a területen törmelékszórással kezdődött. A szórt vulkáni anyag a terület északi szegélyén közvetlenül a dácittufára települ. A déli oldalon fekvője a középső andezitösszlet. Helyenként — például a Tarjánka-patak völgyében 600 m tengerszint feletti magasság körül — megtalálható a két vulkáni ciklus képződése közötti nyugalmi periódus törmelékfelhalmozódása. E kőzet 80%-át változatos anyagú, erősen koptatott, a középső rétegvulkáni összletből származó andezittörmelék alkotja, a fennmaradó 20% agyagásvány.

A piroklasztikum változó mennyiségű és nagyságú kőzettörmeléket magába foglaló kristálytartalmú tufa. Az északi lejtőn a kőzettörmelék általában néhány centiméteres, az andezitlapillik mellett felfelé fokozatosan csökkenő mennyiségű horzsakő—riolit—homokkő—dácittörmeléket is tartalmaz. A Saskő északi lejtőjén és a Disznókő környékén félköbméteres dácittömbök is találhatók benne (71. ábra). Kristályai 0,5 mm körüli üde plagioklász, hipersztén, kevesebb augit, az alsóbb szintekben néhol biotit, amfibol, kvarc. Helyenként erősen agyagásványosodott (Szállás-hegy környéke). Az agyagásvány DTA-vizsgálat alapján montmorillonit.

A Cserepes-tető ÉNy-i lejtőjén a biotitot és amfibolt tartalmazó finomszemcsés tufában sűrűn „tufagalacsinok", „pelletek" figyelhetők meg. Keletkezésük a finom vulkáni porba hullott esőcseppekkel magyarázható, amikor is



*71. ábra.* A fedőandezit-sorozat durva agglomerátuma a Disznókő keleti lejtőjén
*Textfig. 71.* Coarse agglomerate of the overlying andesite formation on the eastern slope of the Disznókő

a vízcseppek felületén porkéreg alakult ki és ezt a szerkezetet a diagenezis során is megtartotta.

A piroklasztikumból készült vegyi elemzések (96. táblázat 1—3.) eredménye alapján megállapítható, hogy a tufa a hozzákeveredő biotit—amfibol—kvarcszemcsék ellenére a környező andezitváltozatokhoz képest feltűnően bázisos összetételű. Feltűnő a magas víztartalom, ami a vulkáni por agyagásványosodására, illetve a kőzet nagyfokú porozitására vezethető vissza.

A terület DNy-i szegélyén a Csatorna-patak völgyében 600—650 m tszf. magasságban a piroklasztikum agglomerátum kifejlődésű. A törmelék mérete erősen változó, néhány millimétertől több deciméterig terjedő. Anyaga üde, kovásodott, oxidált vagy agyagásványosodott andezit. A beágyazó tufaanyag kevés, laza, lyukacsos, gyakran limonitosodott.

A déli szegélyen a piroklasztikum alárendelt mennyiségű, csak ritkán, kisebb foltokban fejlődött ki.

A keleti oldalon, az Irtás-tető környékén ismét intenzív piroklasztikumszórás vezette be a fedőandezit-összlet képződését. Ennek anyaga sok andezit- és oxiandezit-lapillit tartalmazó andezittufa. A portufába ágyazódó kristályok: 0,5 mm-es üde plagioklász, augit, ritkábban hipersztén.

További lokális, kis vastagságú és kiterjedésű lapillis tufaszintek alakultak ki az alsó lávaszintbe sorolható andezitpadok között a Hidasbére környékén, az alsó és felső lávaszintek határán pedig a Kékes-tető és Irtás-tető körzetében.

Ezen fedőandezit-előforduláson belül több szintben lokálisan lávaagglomerátum is képződött az alsó tufaszint alatt. Közvetlenül a középső andezitre települve található a Tarjánka-patak völgyének nyugati oldalán. Leggyakrabban a piroklasztikum és az alsó fedőandezitszint között fordul elő az északi szegélyen, míg a Szár-hegy környékén az alsó és felső fedőandezitszintet választja el egymástól. A különböző területeken egységes kifejlődésű. A beágyazott kőzet több centiméteres, néhol deciméteres, salakos, ritkábban tömött szövetű, gyakran koptatott, legömbölyödött andezit. A beágyazó kőzet salakos—lyuka-

*96. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 53,08 | 52,86 | 52,97 | 56,69 | 53,80 | 54,54 | 54,41 | 56,00 | 54,94 | 52,99 | 53,80 | 53,29 |
| $TiO_2$ | 0,86 | 1,14 | 1,00 | 1,00 | 0,82 | 0,86 | 0,86 | 0,58 | 0,77 | 0,58 | 0,86 | 0,69 |
| $Al_2O_3$ | 17,67 | 18,13 | 17,90 | 17,93 | 19,14 | 19,12 | 18,93 | 20,72 | 19,53 | 20,55 | 21,25 | 20,81 |
| $Fe_2O_3$ | 3,43 | 2,44 | 2,93 | 1,00 | 1,92 | 2,11 | 1,80 | 2,67 | 2,09 | 2,41 | 2,04 | 1,99 |
| FeO | 1,14 | 1,59 | 1,36 | 6,62 | 5,68 | 5,29 | 5,77 | 2,67 | 4,74 | 4,82 | 4,50 | 4,70 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,23 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,12 | 0,15 | 0,17 | 0,13 | 0,16 |
| MgO | 2,51 | 2,50 | 2,50 | 1,94 | 3,79 | 2,15 | 3,20 | 1,65 | 2,58 | 3,72 | 2,46 | 3,25 |
| CaO | 7,00 | 7,00 | 7,00 | 6,26 | 8,79 | 8,33 | 8,29 | 7,75 | 8,11 | 8,81 | 8,69 | 8,77 |
| $Na_2O$ | 1,40 | 1,44 | 1,42 | 3,41 | 1,83 | 2,24 | 2,16 | 2,26 | 2,20 | 1,81 | 2,09 | 1,92 |
| $K_2O$ | 0,86 | 1,36 | 1,11 | 2,56 | 1,84 | 2,04 | 1,99 | 2,01 | 2,00 | 1,70 | 2,10 | 1,85 |
| $+H_2O$ | 4,50 | 3,72 | 4,11 | 1,02 | 1,66 | 2,02 | 1,61 | 1,43 | 1,55 | 1,49 | 1,49 | 1,49 |
| $-H_2O$ | 7,90 | 7,44 | 7,67 | 0,61 | 0,83 | 1,10 | 0,83 | 1,99 | 1,22 | 1,15 | 0,68 | 0,98 |
| $CO_2$ | 0 | 0,08 | 0,04 | 0,40 | 0,04 | 0 | 0,08 | nyom | 0,01 | 0,12 | 0,01 | 0,08 |
| $P_2O_5$ | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 0,24 | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,13 | 0,18 | 0,15 |
| | 100,46 | 99,84 | 100,13 | 99,91 | 100,39 | 100,05 | 100,22 | 99,99 | 100,02 | 100,45 | 100,28 | 100,13 |

1. Saskő északi oldal (piroklasztikum) (1).
2. Cserepes-tető ÉNy-i oldal (piroklasztikum) (1).
3. Piroklasztikum átlaga (2).
4. Sombokor északi lejtő (augitos hiperszténandezit, alsó szint) (1).
5. Irtás-tető (augitos hiperszténandezit, alsó szint) (4).
6. Első-hegy (augitos hiperszténandezit, alsó szint) (1).
7. Augitos hiperszténandezit alsó szintjének átlaga (6).
8. Rózsaszállás (hiperszténes augitandezit, alsó szint) (3).
9. Fedőandezit alsó szintjének átlaga (9).
10. Kékes alatti kőfejtő, Saskő (augitos hiperszténandezit, felső szint) (5).
11. Kékes-csúcs—Hidas-bérc (augitandezit, felső szint) (3).
12. Fedőandezit felső szintjének átlaga (8).

Elemzők: 1., 2. JANKOVITS L., 4. NEMES L.-NÉ, 5., 6. EMSZT M.—SOHA I.-NÉ, 8. GUZY K.-NÉ, 10. TOLNAY V., NEMES L.-NÉ, GUZY K.-NÉ, JANKOVITS L., 11. SOHA I.-NÉ, GUZY K.-NÉ MÁFI.

(1) = elemzések száma.

csos, bontottabb, agyagásványos—limonitos andezit. Szövete pilotaxitos, sok 50—100 $\mu$-os második generációs földpát- és piroxénkristálykával. Fenokristályai 0,3—1,5 mm-es plagioklász és 0,5 mm-nél kisebb hipersztén, kevesebb augit.

A *fedőandezit alsó szintjébe* tartozó lávaárak a nyugati részen alárendelt mennyiségben, kis vastagságban fejlődtek ki, kelet felé jelentőségük fokozódik. A lávaárakban augitos hiperszténandezit, hiperszténes augitandezit, és ezeken belül is több változat különböztethető meg:

*a)* Az augitos hiperszténandezit szövete a hegység északi részén, a Disznókő és Marhát környékén, valamint a Sombokor északi lejtőjén hialopilites, apró, vékony tűs földpát- és hiperszténkristálykákat, továbbá magnetitszemcséket tartalmaz. Fenokristályai kevés 1,5 mm-nél kisebb plagioklász és piroxén. A Sombokor környékén a kőzet a preformált repedések mentén elválik és különleges formákat, oszlopokat alkot.

A keleti részen, az Irtás-tető környékén az augitos hiperszténandezit szövete pilotaxitos, igen sok 50—300 $\mu$-os tűs—táblás—oszlopos földpát- és piroxénkristálykát tartalmaz. Fenokristályai 1 mm-es, ritkán 1,5 mm körüli plagioklász, kevés 0,3—0,5 mm-es hipersztén, alárendelten augit.

Az Első-hegy—Közép-hegy — ma már a Kékes—Szár-hegy tömbjétől elszigetelt — lávatakarója is augitos hiperszténandezitből áll. Kőzetének az előbbiektől eltérő kifejlődése arra utal, hogy eredetileg is önálló vulkáni centrum volt. Viszonylag kis kiterjedése ellenére három andezitváltozat különböztethető meg:

*1)* A Közép-hegyen tömött szövetű, az alapanyag a kőzet anyagának 50%-át alkotja. Szövete pilotaxitos, kevés igen apró tűs, valamint számos 100 $\mu$ körüli oszlopos vagy táblás földpát, továbbá nyomokban piroxénkristálykákat tartalmaz. Fenokristályai 0,5—1,0 mm-es plagioklász és sok piroxén.

*2)* A Közép-hegytől északra a kőzet lyukacsos—hólyagos, szövete hialopilites, fenokristályai néha a 3 mm-es méretet is elérik.

*3)* Az Első-hegyen az andezit salakos, 80% körüli alapanyagot tartalmaz, üveges. Fenokristályai 0,3—1,5 mm-es plagioklász és kevés piroxén.

Az augitos hiperszténandezit vegyi összetételét vizsgálva is szembetűnik az egyes típusok közötti jelentős különbség (96. táblázat 4—7.). A Sombokor északi lejtőjének kőzete azonosítható az alsó fedőandezitszint bázisosabb típusával, feltűnő azonban magas alkália-, különösen $Na_2O$-tartalma. Az Irtás-tető környékének andezitje kémiai összetételét tekintve közelebb áll a fedőandezit felső szintjéhez, azonban földtani helyzete alapján (feküje az iniciális piroklasztikum, fedője lapillis tufa, ill. lávaagglomerátum, melyre a felső szint települ) kétségtelenül az alsó fedőandezitszintbe tartozik. Kémiailag hasonló hozzá az Első-hegy andezitje, bár már kissé savanyúbb.

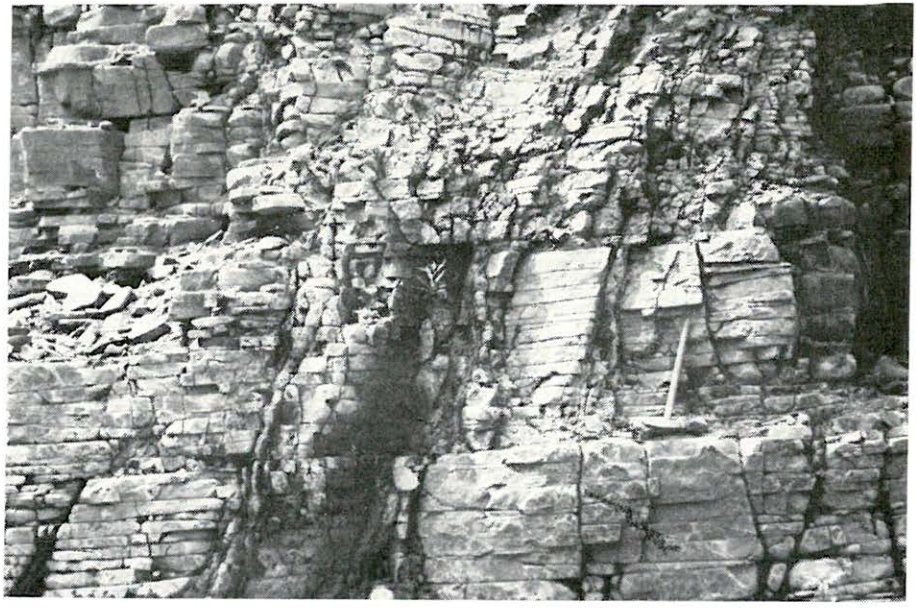
*b)* A hiperszténes augitandezitet két helyen ismerjük. A hegység északi lejtőjén, Rózsaszállás környékén pilotaxitos szövetű, 80—100 $\mu$-os fluidális elrendeződésű földpáttűket és magnetitszemcséket tartalmaz. Fenokristályai plagioklász, augit, kevesebb hipersztén. Másik előfordulása a Kékes—Szár-hegy tömbjének délkeleti részén, a főtömegtől ma már elszakadt Kis-Szár-hegy lávatakarója. Alapanyaga 50% körüli, szövete hialopilites, az alapanyagelegyrészeket kevés 100—150 $\mu$-os földpátszemcse képviseli. Fenokristályai a 0,5—1,0, ritkán 2,00 mm-es plagioklász és sok 1 mm-nél kisebb hipersztén.

Kémiailag (96. táblázat 8—9.) a Kékes—Szár-hegy tömbjének alsó fedőandezitszintbe tartozó hiperszténes augitandezitje hasonló a hegység nyugati részében (Kis-Galya, Nagyátalkő) megjelenő azonos típusú kőzethez.

A *fedőandezit felső szintje* a nyugati részen, a Kékes—Hidas-bérc környékén szélesen elterjedt, összefüggő lávatakarót alkot, keleten alárendelt mennyiségben, kisebb kúpok, foltok alakjában jelenik meg (Szár-hegy, Sombokor). Két változata különböztethető meg:

*a)* A Kékesre vezető út melletti kőfejtő környékén (72. ábra), valamint a Hidas-bércen és Saskőn, keleten a Nagy-Szár-hegyen augitos hipersztén-andezit található. Alapanyaga 65—75% között ingadozik, szövete hialopilites (Kékes alatti kőbánya, Gabi-halála), vagy pilotaxitos (Saskő, Hidas-bérc, Nagy-Szár-hegy). Gyakoriak a néha jelentős mennyiségben megjelenő magnetitszemcsék. A második generációs ásványokat 30—100 μ-os földpát- és ritkábban piroxénkristályok képviselik. A porfíros plagioklász az 1 mm-es nagyságot ritkán haladja meg. A piroxén-fenokristályok mennyisége ingadozó, a kőzet anyagának 0,6—10%-át alkotja. Kevés, a plagioklásznál kisebb piroxént tartalmaz a Kékes és Hidas-bérc környékének kőzete. A Saskő és Gabi-halála andezitjében sok apró hipersztén és kevés augit található. A Nagy-Szár-hegyen a piroxén sok, a kőzet itt legfelső szintjében hólyagos kifejlődésű, gyengén oxidált.

*b)* A Kékes és Sombokor csúcsát kis kiterjedésű augitandezit-foltok borítják. Szövete hialopilites (Kékes) vagy pilotaxitos (Sombokor). Alapanyagelegyrészei a 10—100 μ közötti nagyságú földpát és elvétve piroxén. A porfíros plagioklász 1 mm körüli, a piroxén kisebb, a 0,5 mm-es nagyságot ritkán ha-



*72. ábra.* Vékonylemezes piroxénandezit a Kékesre vezető út melletti kőfejtőben
*Textfig. 72.* Laminated pyroxene andesite in a quarry by the road leading to Mt. Kékes

ladja meg. Az augit mellett a Sombokor környékén nyomokban olivin, a Kékesen diopszid is található.

A fedőandezit felső szintjének augitos hipersztén andezitje és augitandezitje között lényeges kémiai különbség nem mutatható ki (96. táblázat 10—12.).

7. *Oroszlánvár—Cseresznyés-tető—Remete-tető—Gazoskő (Tarnaszentmáriától ÉNy-ra)*

A hegység keleti részének fedőandezit-lávája DNy—ÉK-i irányú felszakadás mentén ömlött felszínre, melyből észak és dél felé kisebb vastagságú lávaárak alakultak ki. É-on ezeknek a lávaáraknak már csak kisebb, a főtömegtől az erózió következtében elszakadt foltjai észlelhetők a Cseresznyéstetőtől és Kalapos-tetőtől északra, valamint a Nagyőr-hegyen. Itt a tortonai dácittufára, délen a középső rétegvulkános összlet képződményeire települ.

Az északi szegélyen, a Cseresznyés-tető északi lejtőjén, de különösen a Nagyőr-hegy környékén gyakran megfigyelhető a feküképződmények és a fedőandezit képződésének kezdete közötti nyugalmi periódusban lezajlott eróziós tevékenységet jelző fosszilis törmelékfelhalmozódás.

Ez a kőzet uralkodóan koptatott horzsakő—dácittufa—andezit—homokkő törmelékéből áll, együttes mennyiségük a kőzet anyagának 95%-át is eléri. Kötőanyaga agyagásvány, melyben ritkán egy-egy plagioklász-, hipersztén- vagy biotitfoszlány ismerhető fel.

A *piroklasztikum* alárendelt szerepű. Kisebb foltjai az északi lejtőn bukkannak a felszínre az Oroszlánvár és Kalapos-tető környékén, a fedőandezit-lávapadok alatt. A Kalapos-tetőtől északra mélyített Sirok 1. sz. alapfúrás 35,4—74,0 m között tárta fel, szintén a lávapadok alatt. Törmelékanyagának mérete változó, az Oroszlánvár környékén félköbméteres tömbök is találhatók benne, a siroki fúrásban gyakoriak a több deciméteres bombák, míg a Kalapos-tető környékén a szemcsék az 1 cm-es nagyságot ritkán haladják meg. Anyaguk andezit, kisebb mennyiségben horzsakő, diabáz, dácittufa. A kristálytartalmú portufarészlegben gyakoriak a 0,5 mm-nél kisebb plagioklász- (labradorit) és hipersztén kristályok, kisebb mennyiségben augitszemcséket is tartalmaz. A portufa gyakran montmorillonitosodott, ritkábban illitesedett.

A Cseresznyés-tető és Remete-tető környékén a lávapadok között további lokális, kis kiterjedésű és vastagságú tufarétegek települnek. Anyaguk hasonló az előbbi finomszemcsés változatokhoz, augitkristályokat azonban nem tartalmaznak.

A piroklasztikum vegyi összetétele (97. táblázat 1—2.) annak ellenére, hogy sok dácitos, riolitos összetételű törmeléket tartalmaz, a lávakőzeteknél első benyomásra bázisosabb. Ha azonban figyelembe vesszük a szokatlanul magas víztartalmat és ennek értékét az átlagos 1% körüli $-H_2O$- és 1,5% körüli $+H_2O$-tartalomra redukáljuk, a kőzet összetételének képe megváltozik (97. táblázat). Szilícium-dioxid tartalma így már reálisabb, a savanyúbb andezitváltozatokéval megegyező (57,78%), azonban szokatlanul magas, 23% feletti $Al_2O_3$- és alacsony, 1% alatti alkáliatartalma agyagásványosodásra utal.

A Bartizál-tető környékén a fedőandezit feküjében a piroklasztikumot *lávaagglomerátum* helyettesíti. A beágyazott anyag általában 2—3 cm-es, ritkábban 10 cm körüli, többnyire koptatott, sötétszürke, tömött szövetű vagy lyukacsos, salakos, esetleg oxidált, ritkábban barnás árnyalatú andezit, elvétve fehér horzsakő. A beágyazó kőzet erősebben bontott, alapanyaga agyagásványosodott, foltokban limonitosodott. Porfíros kristályai üde plagioklász és limonitosodott—opacitosodott piroxén.

*97. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. |
|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 51,66 | 57,78 | 53,25 | 55,45 |
| $TiO_2$ | 0,85 | 0,95 | 0,62 | 0,90 |
| $Al_2O_3$ | 21,12 | 23,62 | 20,55 | 17,59 |
| $Fe_2O_3$ | 4,80 | 5,40 | 1,87 | 3,07 |
| FeO | 1,19 | 1,33 | 5,35 | 4,55 |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,16 | 0,13 |
| MgO | 2,05 | 2,29 | 3,38 | 4,04 |
| CaO | 4,12 | 4,61 | 9,30 | 7,49 |
| $Na_2O$ | 0,71 | 0,79 | 2,25 | 1,82 |
| $K_2O$ | 0,57 | 0,64 | 1,59 | 1,94 |
| $+H_2O$ | 6,68 | 1,53 | 0,88 | 1,71 |
| $-H_2O$ | 5,77 | 0,97 | 0,66 | 0,78 |
| $CO_2$ | nyom | 0 | 0,23 | 0,17 |
| $P_2O_5$ | 0,04 | 0,04 | 0,14 | 0,15 |
| S | 0,05 | — | — | — |
| | 99,66 | 100,00 | 100,23 | 99,79 |
| $-O$ | 0,02 | | | |
| | 99,64 | | | |

Piroklasztikum (Sirok 1. sz. fúrás 40,5 m):

1. elemzési érték.
2. számított érték.

Fedőandezit:

3. felső szint átlaga (5),
4. alsó szint átlaga (4).

Elemzők: 1., 2., 4. Emszt M.—Soha I.-né, 3. Barabás L.-né, Dér I.-né, Soha I.-né, Emszt M. MÁFI.

(5)=elemzések száma.

A területen a lávakőzetek felépítése viszonylag egynemű. Elkülöníthető itt is az alsó és felső fedőandezitszint, ezek egymástól petrográfiailag és petrokémiailag egyaránt megkülönböztethetők, de az egyes szinteken belül csak a piroxén arányában mutatható ki némi ingadozás.

A *fedőandezit alsó szintje* nagy elterjedésű. Szürke vagy barnás árnyalatú, gyakran lyukacsos. Alapanyaga a kőzet anyagának 50—70%-át alkotja, szövete pilotaxitos. A második generációs kristályok 50—200 μ-os, tűs kifejlődésű földpát és kevés piroxén. Az üveganyag devitrifikálódott, a mikrolitok orientációja foltokban-csomókban gyakran azonos. Fenokristályai 0,3—1,0 mm-esek, nyugaton néhol a 2—3 mm-t is elérik. A plagioklász mellett sok augitkoszorús hipersztén, ikresedett augit és ritkán diopszid figyelhető meg. A hipersztén mennyisége általában meghaladja az augitét, a Nagyőr-hegyen a két piroxénváltozat mennyisége azonos.

A *fedőandezit felső szintje* a nyugat—keleti gerinc térszínileg ma is legmagasabb kúpsorára korlátozódik. A sötétszürke, üde, tömött kőzet 50%-a alapanyag. Szövete hialopilites. Az alapanyag-elegyrészeket kevés 60—80 μ-os földpát és piroxén képviseli. Sok az általában 0,5—1,0 mm-es, ritkán 2 mm körüli porfíros plagioklász (XXXVIII. tábla 1.). A piroxén kevés, 0,5 mm-nél kisebb. Az augit—hipersztén aránya változó. A Jagus-tető—Oroszlánvár körzetében az augit uralkodik, hipersztén csak elvétve található. A Remete-tetőn az augit mennyisége még meghaladja a hipersztént, a Cseresznyés-tetőn a két piroxénváltozat mennyisége azonos a kőzet felépítésében, míg a Gazoskőn a hipersztén mennyisége meghaladja az augitét. Megállapítható tehát, hogy nyugatról kelet felé haladva a hipersztén mennyisége fokozatosan nő az augit rovására (XXXVIII. tábla 2.). A Bíró-kút környékén nyomokban olivin is észlelhető.

Kémiai összetételét tekintve (97. táblázat 3—4.) mind az alsó, mind a felső fedőandezit kőzete megfelel a hegység egyéb részein tapasztaltaknak, a felső szint bázisosabb bár az alsó szint is az ezen a szinten belüli bázisosabb kőzetváltozatnak felel meg.

### Karbonátos piroxénandezit

Különös kémiai összetételű piroxénandezit vált ismertté a Mátra hegység keleti főgerincének északi előterében. Legelőször kőbányanyitás miatt JUGOVICS L. (1950) vizsgálta a kőzettípust a Recsk közelében levő Csákánykőn, majd a kőbányászat erőteljes fejlesztésével és a hegység részletes földtani felvételével részletesebb vizsgálatra is sor került.

Vulkanogenetikailag a szokottól igen eltérő képződményről van szó, mivel nem találtunk a kőzethez kapcsolható piroklasztikumot. Kialakulásuk tehát részben intrúzív, részben extrúzív. A kőzettestek kora meglehetősen bizonytalan, mivel a legfiatalabb képződmény, amiben a karbonátos piroxénandezit még megtalálható, a felsőhelvéti (kárpátien) agyagmárgás aleurit (slírösszlet). Másutt a láva mellékkőzete a felsőoligocén (egerien) glaukonitos homokkő vagy az alsó riolittufa. Bizonyítható tehát felsőhelvétinél fiatalabb kora, a Som-hegyen érintkezést nyomoztunk ki az alsótortonai dácittufával is. PESTHY L. (1966) a karbonátos piroxénandeziteket a középső rétegvulkáni fázis szubvulkáni formációinak vélte. A részletes térképezés adatai alapján — bár perdöntő bizonyítékok nem állnak rendelkezésünkre — mi a keleti hasadékvulkáni főgerinc kialakulás utáni extrúziós formációjának véljük. A viszonylagos közelség ellenére a karbonátos piroxénandezit tetején vagy szárnyain sehol sem találtunk a fedő hasadékvulkáni gerinc kialakulását megelőző explóziós törmeléket. A középső rétegvulkános sorozatba való besorolásnak az ellentmond, hogy a hegységben több száz méter vastagságú középső sztratovulkáni összletben sehol sem találtunk kőzettani analógiákat és hasonló földtani formákat. Az extrúziók korkérdését bonyolítja, hogy a bennük található zárványok az idősebb aljzati képződményekből származnak, a vulkáni felépítmény képződményei hiányoznak.

Az extrudáló magma a kiömlés előtt hosszú időn át a mélyaljzat karbonátos tömegében nagy mennyiségű $CaCO_3$-ot asszimilált, amit üvegállományába épített be. Esetünkben tehát az asszimiláció nem azt eredményezte, hogy a plagioklász földpátok bázikusabbá váltak, hanem azt, hogy az olvadék által magába szedett $CaCO_3$ részben helyettesítette az üveget és így karbonátos metaszomatózis alakult ki. A kőzet földpátjai általánosan labradoritos összetételűek, és másodlagosan nem karbonátosodtak. Az összkarbonát-tartalom a szokásos üde kőzetekéhez viszonyítva hat-tízszeresre nőtt. Színes elegyrészei üde hipersztén- vagy bronzitkristályok, melyek a plagioklász-fenokristályokhoz hasonlóan elérik a 2 mm-es méreteket is. Kevés klinopiroxént is találhatunk, de ezek sokkal kisebbek az előbbieknél.

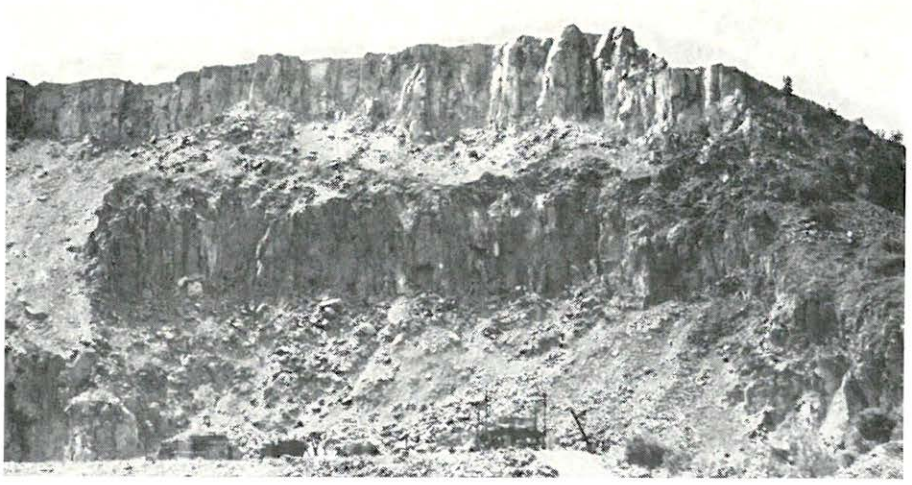
A karbonátos piroxénandezit legnyugatibb előfordulása a parádóhutai Som-hegy tömege. A Som-hegy alakja északról nézve nagy pajzsvulkánra vagy lakkolitra hasonlít, nyugatról azonban egy sokkal meredekebb oldalú extrúziós tömeget jelképez. Teteje meglehetősen lapos, rajta semmilyen fiatalabb képződmény nincs, déli szárnyán egy kisebb égetett homokkőfoszlány szintén azt bizonyítja, hogy a magma az aleuritos összletnél fiatalabb. Vastagsága pontosan nem határozható meg, az északi lejtője szerint kb. 180 m. Déli szárnyán a sekélyszerkezet-kutató fúrásban 90 m-ig harántoltuk az egyveretű, tömör kőzetet. Dél felé lehatárolni nem lehet, mivel a Som-hegy lejtője teljesen fedetten megy át a felsőhelvéti (kárpátien) szubmarin andezittufába, majd a dácittufába. A Som-hegy tömege hozzávetőleges számítások szerint kb. 280 millió $m^3$ jó minőségű követ tartalmaz, ezért mint kőbányászati tartalékterület is számításba veendő.

A Som-hegytől DK-re kisebb tömegű, de hasonló kőzettani felépítésű a Szállás-hegy. Ennek kőzete erősebben bontott, a repedések mentén és felszínközelben oxidáció érte, ezért az eredeti világosszürke szín itt barnás-rózsaszínre változik, melyben sötétbarnán és feketén csillogó limonit-, goethit- és hematitfészkek foglalnak helyet. Ezen kívül — szabad szemmel is felismerhető — plagioklász-, elvétve piroxén-fenokristályok találhatók.

A Som-hegytől keletre két kisebb karbonátos piroxénandezit van, mely véleményünk szerint a régmúltban összetartozott, és csak a Pálbikk-patak erózió ja szelte ketté. Tény az, hogy a két előfordulás kőzettanilag azonos, mindkettő a burdigálai szárazföldi homokkőbe és kavicsos homokkőbe intrudált.

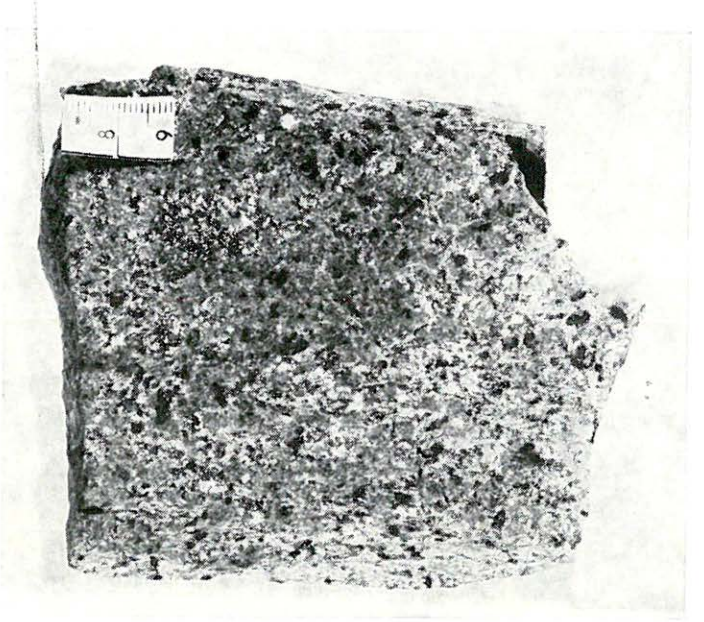
Parádfürdőtől D-re az Ördöggátaknál található telérrajban két olyan telér is van, mely a tárgyalt karbonátos piroxénandezitek közé sorolható. A teléres kifejlődésű karbonátos andezit még a típusos előfordulásaiknál (Csákánykő, Som-hegy stb.) is világosabb szürke, és igen gyakran kalcit-, kalcedon-mandulaköveket tartalmaz. Számított $CaCO_3$-tartalma megközelíti a 18%-ot. A terület erős fedettsége miatt nem lehet tisztázni a karbonátos és normál piroxénandezitek egymásközti korviszonyát, az azonban bizonyos, hogy mindkét kőzet tortonai korú.

A kőzetváltozat legjelentősebb és feltártságánál fogva legjobban vizsgált előfordulása az évtizedek óta bányászott recski Csákánykő. A kőbánya falát függőlegesen álló vastag öt- és hatszöges andezitoszlopok alkotják (73. ábra). Az oszlopok törési felületén látható, hogy a repedés menti oxidáció itt még fokozottabb. A kőzet világosszürke, durvaszemcsés, melyben a fenokristályokat szabad szemmel is felismerhetjük (74. ábra). A kőbánya fekvőjét a felsőoligocén agyagos üledékek képezik, ez a bányaműveletek területén gyakran kisebb-nagyobb csúszásokat idéz elő. Az andezit keleti szegélyén kontakt alsó riolittufát, nyugati szárnyán felvonszolt ostreás karbonátos aleuritot találunk.



*73. ábra.* Csákánykői kőfejtő látképe; a fejtések falát függőleges, durvaoszlopos andezit alkotja

*Textfig. 73.* General view of the quarry at Csákánykő; the quarry faces are made up of andesites of coarse vertical columnar jointing



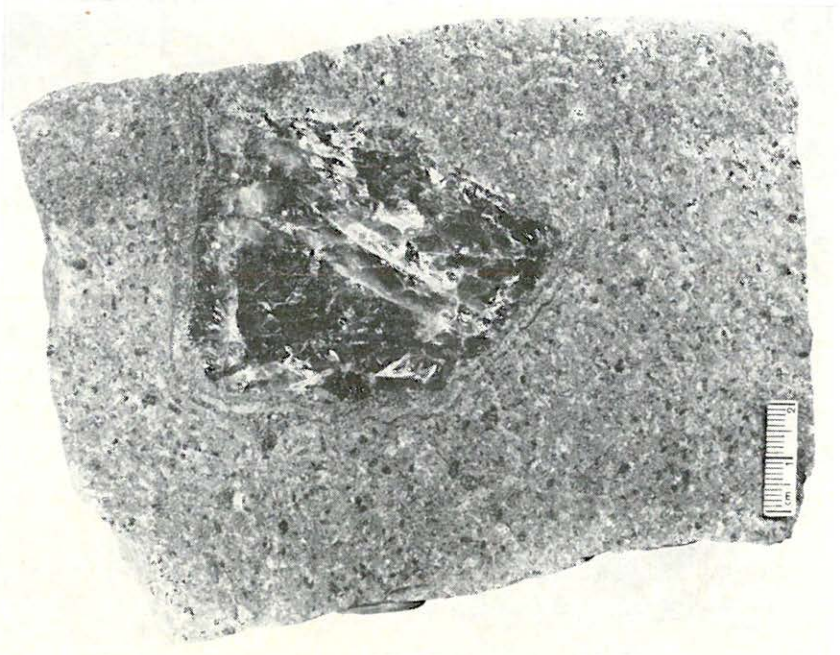
*74. ábra.* Durvaszemcsés, világosszürke piroxénandezit, szabad szemmel felismerhető piroxén- és földpátkristályokkal. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 74.* Coarse-grained light grey pyroxene andesite with pyroxene and feldspar crystals visible to the unaided eye. (Photo: PELLÉRDY)

A mai kőfejtőtől délre kisebb kibúvások alapján a kőzet nagy tömegekben valószínűsíthető. A csákánykői kőfejtő kőzeteiben sok különböző zárvány gyűjthető. A zárványok közül a leggyakoribb az esetenként gyermekfej méretű mélységi, pegmatitos jellegű kvarc. A kvarczárványok szegélyein szabad szemmel is észlelhető 3—5 mm vastag kontakt átalakulási koszorú van, ami ásványtanilag főleg szekunder diopszidlécekből, karbonátból és néha mikrokristályos kvarccal kitöltött üregekből áll (75. ábra). A forró magma a kvarcon lényeges elváltozást nem okozott, a zárvány mikrorepedéseit azonban kalcit töltötte ki. A kvarczárványok között találunk szemcsés és nagykristályos változatokat, melyeknek genetikai hovatartozása még nem tisztázott. A szemcsés kvarczárványok szegélyein elvétve pirrhotinkristályok vagy kisebb foszlányok észlelhetők. A pirrhotinzárványokat a recski mélyszint mezozóos és szkarnos mezozóos összletéből származtathatjuk, újabban ezeket a Recsk-mélyszinti fúrásokból is említik. A zárványként talált pirrhotin színképelemzése a következő összetételt mutatja: Cu gyenge nyom, Ni erős nyom, Co gyenge nyom, V erős nyom. A pirrhotin gyakorisága miatt érdemes lenne a Csákánykő mélyszintjét fúrással megkutatni. Produktív ércesedés esetén a terület bányászati kutatása a recski mélyszinti ércesedéssel együtt elvégezhető.

A kvarczárványokon kívül átalakult, márványosodott mészkő- és mészmárgazárványokat is gyűjtöttünk. A meszes márgazárványok néha breccsás szerkezetűek (76. ábra).

A kőzetreliktumok a kontakt vagy metamorf hatásra megkeményedtek. Az átalakulás miatt pontos meghatározásuk nehéz, így néhány erősebben átalakult zárvány eredeti kőzete vagy hovatartozása tisztázatlan. Egyes zárvá-



*75. ábra.* Mélységi kvarczárvány a karbonátos piroxénandezitben — Csákánykői kőfejtés. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

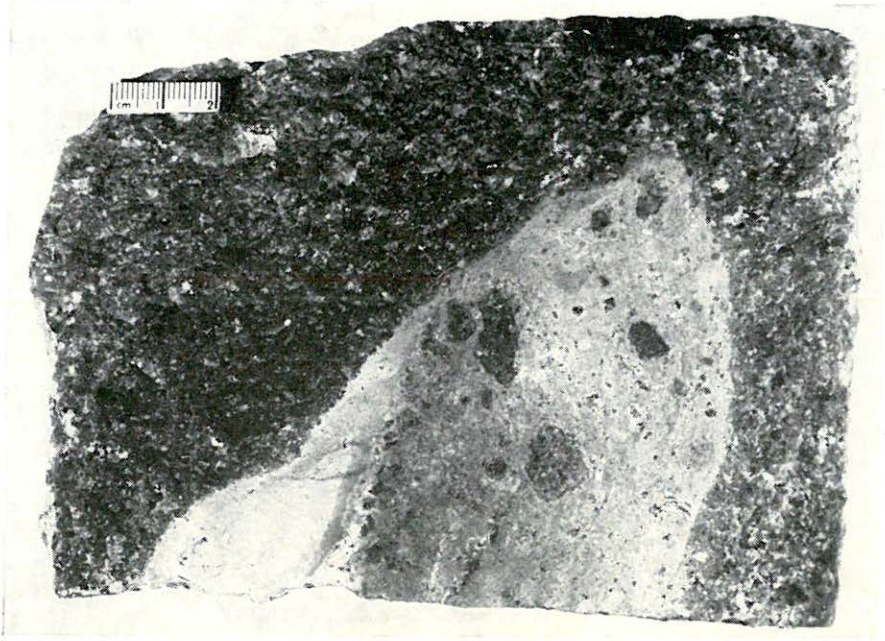
*Textfig. 75.* Accidental quartz inclusion in carbonate-pyroxene andesite — Csákánykő quarry. (Photo: PELLÉRDY)

nyokban a recski mélyszinten megismert szkarnosodott kőzettípusokat véltük felismerni. Érces maradványokat azonban nem találtunk (77. ábra).

A Csákánykő harmadik leggyakoribb zárványcsoportját nagyobb mélységekből származó intrúzív kőzetek alkotják. A gránitzárványok gyakoriak, az erős átalakulás miatt a gránitos jelleg gyakran csak az ásványtársaság alapján ismerhető fel. Ilyen esetekben a gránit kvarckristályai rezorbeáltak, a földpát szegélyén szillimanitlécek és -nyalábok alakultak ki. Az intrúzív eredetű zárványok másik csoportját a holokristályos reliktumok adják, melyekben átlagosan 300—400 μ-os ikerlemezes plagioklász-fenokristályok között néhány vasszegény bronzit is észlelhető. A zárvány harmadik ásványa oktaéder metszetű kristály, mely a spinell-félék közé tartozhat. A kristályok nagysága azonban legfeljebb 100 μ-os, és halványzöld elszíneződésük miatt hercinitnek vagy pleonastnak tekintjük (XLIII. tábla 1., 2.). Néhány metszetben KUBOVICS I. (1963a) periklászkristályokat említ.

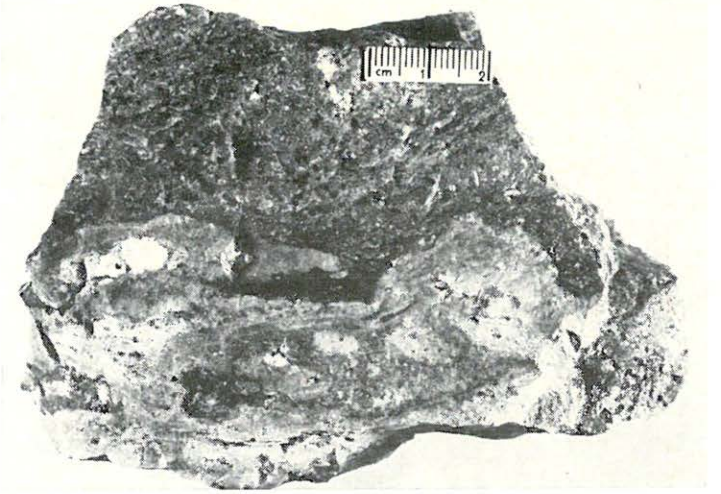
A karbonátos piroxénandezitben fentieken kívül mikroszemcsés piroxenitet és ritkán a mezozóos aljzatból feltépett diabázzárványokat is találunk (XLIII. tábla 3.). Néhány kisebb zárványt, amelyek a részleges kristályátrendeződés miatt csak átmeneti kőzettípusnak nevezhetők, kőzetdifferenciátumnak tekintettünk (XLIII. tábla 4.).

A középsőoligocén agyagmárga és a felsőoligocén homokkő zárványai is előfordulnak a kőzetben. Mindkét kőzet erősen kontaktizált, a nem teljes asszimiláció miatt az eredeti kőzet felismerhető. Említést érdemelnek a kő-



*76. ábra.* Breccsás szerkezetű, kontaktizált mészmárgazárvány a piroxénandezitben — Csákánykői kőfejtő. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 76.* Contact-metamorphosed calcareous marl xenolith of brecciated structure in pyroxene andesite — Csákánykő quarry. (Photo: PELLÉRDY)



*77. ábra.* Metaszomatikusan átalakult karbonátos zárvány szkarnos jellegekkel — Csákánykői kőfejtő. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 77.* Metasomatically altered carbonate xenolith showing skarnous features — Csákánykő quarry. (Photo: PELLÉRDY)

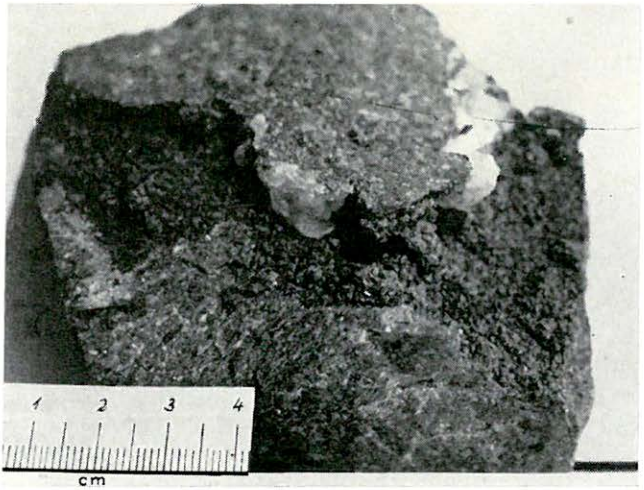
bányászok megfigyelései, melyek szerint a kőzet egyes üregeiben kőolajnyomok is voltak. Ezek valószínűleg az oligocén és mezozóos aljzat szénhidrogénjeinek migrációs és desztillált termékei. Ellenőrizhetetlen szóbeli közlések szerint a legnagyobb ilyen üreg 6—7 liter, viszonylag „tiszta benzint" tartalmazott.

A Csákánykő érdekes ásványcsoportja a helyileg „kővirág"-nak nevezett üregkitöltő karbonátváltozat, melyek kiválási sorrendjét Nagy B. (1967) meg is határozta. Ez a következő: szferosziderit — sziderit — ankerit — dolomit — kalcit — aragonit. Az üregek falát befedő, leggyakrabban lapos romboéderek színe zöldesszürke, ritkán vörösesbarna. A lapos dolomit-romboéderekre néha fehér kalcitkristály-halmazok vagy gömbös megjelenésű más karbonátok válnak ki (78. és 79. ábra).

Csákánykőtől keletre a Györke-tető és Kettős-Györke is karbonátos piroxénandezitből áll. Ezek szintén intrúzióval alakultak ki, bár Kubovics I. (Kubovics I.—Pantó Gy. 1970) szubvulkánnak tartja. A Györke-tető esetében a hasadékba nyomult andezittömeget felsőoligocén homokkő, alsó riolittufa és burdigalai homokkő fogja közre. A benyomuló magma kisebb agyagmárgás aleuritfoszlányt is felvonszolt és kontaktizált. Ezt a felvonszolt üledékes kőzetet a két felszínen levő csúcs közti nyeregben harántolták a kőbányászati kutató fúrások.

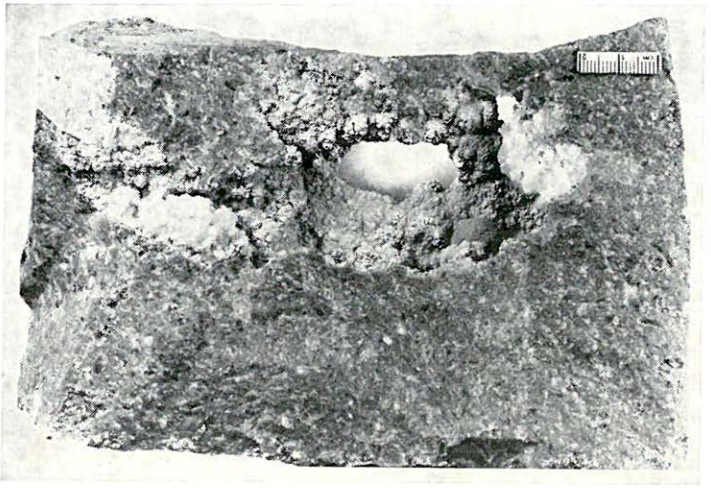
A Györke-tetői kőfejtő kvarc- és idősebb aljzati zárványait Lengyel E. 1962-ben vizsgálta, és a sorban elhelyezkedő karbonátos tömegeket több csatornájú lakkolitsornak tételezte fel, melyeket a fiatal erózió szeldelt szét.

A karbonátos piroxénandezit egyik keleti előfordulását a Miklós-völgy feletti bérc oldalán találjuk, mint kőzettelért. A kőzetváltozat mindenben megegyezik az előzőekkel. Legkeletibb feltárását a Báj-patak alsó szakaszán ismertük meg, ahol a kőzet teleptelérként nyomult az alsó riolittufa alá, azt




*78. ábra.* Vörösbarna karbonátásványokkal kitöltött üreg a piroxénandezitben, kalcitdrúzával — Csákánykői kőfejtő

*Textfig. 78.* Cavity filled with red-brown carbonate minerals in pyroxene andesite, with calcite druses — Csákánykő quarry



*79. ábra.* Világosszürke piroxénandezit, benne zöldesszürke karbonátásványokkal kitöltött üreg — Csákánykői kőfejtő. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 79.* Light grey pyroxene andesite with a cavity filled with greenish-grey carbonate minerals — Csákánykő quarry. (Photo: PELLÉRDY)

megemelte, megpréselte és kontaktizálta. A Kalapos-tető 1. sz. fúrás elérte a teleptelért, de nem harántolta.

A kőzetek kémiai összetételét különböző előfordulásokról származó mintákon határozták meg, melyeket a 98. táblázat szemléltet.

A 11. elemzés a kőzettípus átlagát szemlélteti. Az adatokat összehasonlítva a DALY-féle átlaggal, a következő eltérések észlelhetők: A mátrai vulkanitok $Al_2O_3$-ban gazdagabbak, aminek az az oka, hogy színes elegyrészekben szegények és szálikus ásványokban, vagyis plagioklászokban igen gazdagok. Az összehasonlítást a $CO_2$ és $H_2O$ értékek redukálása után végeztük el. Az alkáliatartalom szintén alacsonyabb, mint a DALY-féle kőzetekben. Ennek oka az, hogy a kőzet földpátjai uralkodóan labradoritosak és bytownitosak. Egyéb értékekben meglehetősen jó egyezést találtunk.

Az elemzések petrokémiai átszámításakor a RITTMANN-féle csoportosításban már közelebbi értékeket kaptunk (l. 98. táblázatot). Az értékeket vizsgálva érdekes következtetésre juthatunk. A kőzetek $CaO/Na_2O+K_2O$ értéke 2,35 alatt már trachiandezites, míg a felett labradoritandezites jelleget kölcsönöz. Esetünkben azonban a trachiandezit-félék a diagramok határain helyezkednek el, ezért itt nem a klasszikus értelemben vett trachiandezitekről, hanem egy minimális — esetleg környezethatásra visszavezethető — alkáliadúsulásról lehet szó. Az elemzett kőzetminták ásványtanilag azonosak, egyes mintákban kismérvű színes ásványtartalom tételezhető fel.

* * *

A kőzetváltozatokból útépítéshez jó minőségű zúzalékanyagot és szegélykövet készítenek. Házépítéshez csak helyileg vagy kisebb távolságokban használható.

*98. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 46,01 | 49,53 | 51,79 | 52,61 | 45,50 | 47,07 | 47,53 | 45,84 | 51,19 | 52,98 | 49,00 |
| $TiO_2$ | 0,80 | 0,91 | 0,94 | 1,00 | 0,50 | 0,46 | 0,28 | 0,67 | 0,53 | 0,40 | 0,65 |
| $Al_2O_3$ | 20,26 | 18,07 | 20,07 | 19,75 | 19,44 | 20,42 | 19,80 | 19,98 | 19,34 | 19,53 | 19,67 |
| $Fe_2O_3$ | 4,25 | 1,45 | 2,37 | 1,69 | 1,36 | 0,83 | 0,72 | 1,56 | 1,28 | 0,92 | 1,64 |
| FeO | 2,86 | 6,20 | 4,37 | 5,59 | 5,66 | 6,27 | 5,76 | 5,34 | 5,90 | 6,18 | 5,41 |
| MnO | 0,15 | 0,16 | 0,13 | 0,16 | 0,15 | 0,22 | 0,22 | 0,17 | 0,26 | 0,19 | 0,18 |
| MgO | 3,61 | 2,27 | 3,03 | 5,66 | 4,73 | 3,61 | 2,82 | 2,36 | 3,24 | 2,34 | 3,37 |
| CaO | 10,69 | 8,43 | 8,77 | 5,08 | 10,88 | 11,29 | 11,15 | 12,20 | 8,88 | 7,36 | 9,47 |
| $Na_2O$ | 1,45 | 2,01 | 2,18 | 2,21 | 1,61 | 1,70 | 1,78 | 1,86 | 2,14 | 2,30 | 1,92 |
| $K_2O$ | 1,05 | 1,56 | 1,50 | 1,54 | 0,88 | 0,90 | 0,89 | 1,09 | 1,77 | 1,82 | 1,30 |
| $+H_2O$ | 0,42 | 1,48 | 0,95 | 1,05 | 0,75 | 0,60 | 0,75 | 0,76 | 0,50 | 1,25 | 0,85 |
| $-H_2O$ | 1,34 | 1,47 | 0,76 | 0,75 | 0,47 | 0,56 | 0,53 | 0,18 | 4,12 | 1,32 | 1,15 |
| $CO_2$ | 7,58 | 6,71 | 3,23 | 2,65 | 8,05 | 6,43 | 8,07 | 7,82 | 1,16 | 3,51 | 5,52 |
| $P_2O_5$ | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,17 | 0,14 | 0,08 |
| | 100,55 | 100,31 | 100,15 | 99,78 | 100,05 | 100,43 | 100,37 | 99,90 | 100,48 | 100,24 | 100,21 |

| | Niggli—Burri osztályozás | Rittmann-név |
|---|---|---|
| 1. Som-hegy Ny-i lejtője<br>2. Kékes 2. sz. f. 11,5 m<br>3. Kékes 2. sz. f. 51,0 m | Leukogabbroidos magma — belugitos csoport | Pigeonit-labradoritandezit<br>Trachiandezit olivinnel<br>Pigeonit-labradoritandezit |
| 4. Kékes 2. sz. f. 90,0 m | Kvarcdioritos magma — tonalitos csoport | Labradoritandezit |
| 5. Rákhalom Ny-i oldala | Leukogabbroidos magma — osszipites csoport | |
| 6. Pálbikk Ny-i oldala<br>7. Pálbikk, a kőfejtőtől K-re | Leukogabbroidos magma — belugitos csoport | Pigeonit-labradoritandezit |
| 8. Ördöggátak kőzettelére | Plagioklászos magma — anortonitgabbroidos csoport | Labradoritandezit |
| 9. Csákánykő, D-i harántvölgy | Leukogabbroidos magma — belugitos csoport | |
| 10. Báj-patak alsó szakasza | Kvarcdioritos magma — pelceites csoport | Trachiandezit olivinnel |
| 11. Karbonátos andezit átlaga | Leukogabbroidos magma — belugitos csoport | Pigeonit-labradoritandezit |

Elemzők: 1. Nemes L.-né 1959. 2., 3., 4. Jankovits L.—Soha I.-né 1963. 5., 6. Jankovits L. 1960. 7. Tolnay V. 1960. 8. Jankovits L.—Soha I.-né 1965. 9. Barabás L.-né 1960. 10. Guzy K.-né 1962. MÁFI.

### Riolitos és riodácitos vulkanitok

A Mátra hegység vulkáni felépítményében az intermedier kőzetek uralkodó mennyiségűek. A savanyú kőzetváltozatokat a K-i Mátra dácitjai és a hegység déli lábánál ismert kisebb riolitos tömegek képviselik.

A kőzetek különlegessége, földtani kifejlődése, genetikája és főleg az andezites környezetben való elhelyezkedése számos kutatót vonzott. Szabó J. (1869), Szterényi H. (1882), Mauritz B. (1910), Vendl A. (1927) és Lengyel E. (1961) különböző időkben és eltérő részletességgel vizsgálták és ismertették a riolitok petrográfiáját és genetikáját.

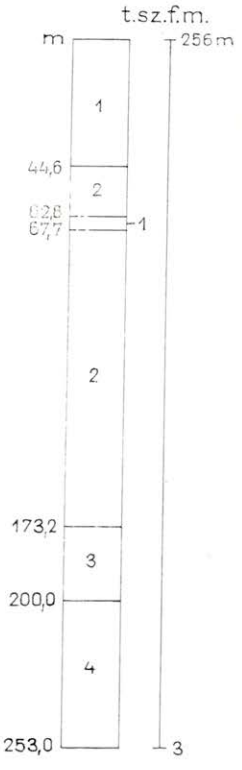
A két lokális riolitelőfordulás kőzet- és vulkanogenetikája az évek hosszú során számos heves vitát váltott ki, melyeknek fő témája volt a riolitos erupciók kora, vulkanológiai formája és kapcsolata a hegység földtani felépítéséhez.

Vizsgálataink alapján megállapítottuk, hogy a mátrai riolitok tortonai (badenien) korúak. Ezt a Gyöngyössolymos 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás (80. ábra) támasztotta alá, amely a felszínen ismert riolittömeg alatt harántolta annak iniciális tufáját, majd a hegység fő tömegét alkotó középső sztratovulkáni andezitösszletbe ért. Nehezebb a lokális riolit viszonyát tisztázni a fedőandezit-sorozathoz, mivel közvetlen kapcsolat nincs közöttük.

#### 1. *A Lőrinci melletti Mulató-hegy riolitja*

A hegység legdélnyugatibb pontján a Lőrinci község melletti Mulató-hegy tetején házépítéshez és útkövezéshez kisebb megszakításokkal már évtizedek óta fejtik a vastagpados, középszemcsés és viszonylag tömör riolitot. A kőzet lilás rózsaszínű, ami a repedések mentén és a felszín közelében posztvulkáni hatásokra kifakult, kifehéredett. A kőzettömeg tetején néhol sötétszürke kőzetváltozatokat is megfigyelhetünk, melyek esetenként inkább az andezithez hasonlítanak. A feltárt riolit vastagsága 10—15 m (81. ábra).

A régebben elhagyott kisebb kőfejtők tetején elszórtan 1—2 m vastag gömbös—szferolitos kifejlődést, a magaslat keleti részein litofizás, hólyagos kőzetváltozatot találtunk (82. ábra). A litofizás üregek és a szferolitos változatok gömbjei általában 1—5 mm-esek, az üregek falát gyakran színtelen, néha fehér kalcedon vagy opál vonja be. A nagyobb tömegben feltárt riolit finomszemcsés, mikroszkóp alatt hialopilites, a szegélyen néha üveges (hialinos) szövetű. A krisztallitokat a kőzetüveg vasas színeződése miatt nem lehet felismerni (XLIV. tábla 2.). A kőzet fenokristályait a karlsbadi ikres oligoklász képviseli, átlagosan 1—2 mm-es méretekkel. Színes elegyrész a kissé opacitosodott




*80. ábra.* A Gyöngyössolymos (Gys.) 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás képződménysora

*1.* Riolit, *2.* riolittufa, *3.* lapillis andezittufa, *4.* középső piroxénandezit

*Textfig. 80.* Lithologic log of shallow stratigraphic borehole Gyöngyössolymos (Gys.)-2.

*1.* Rhyolite, *2.* rhyolitic tuff, *3.* andesitic lapilli tuff, *4.* middle pyroxene andesite



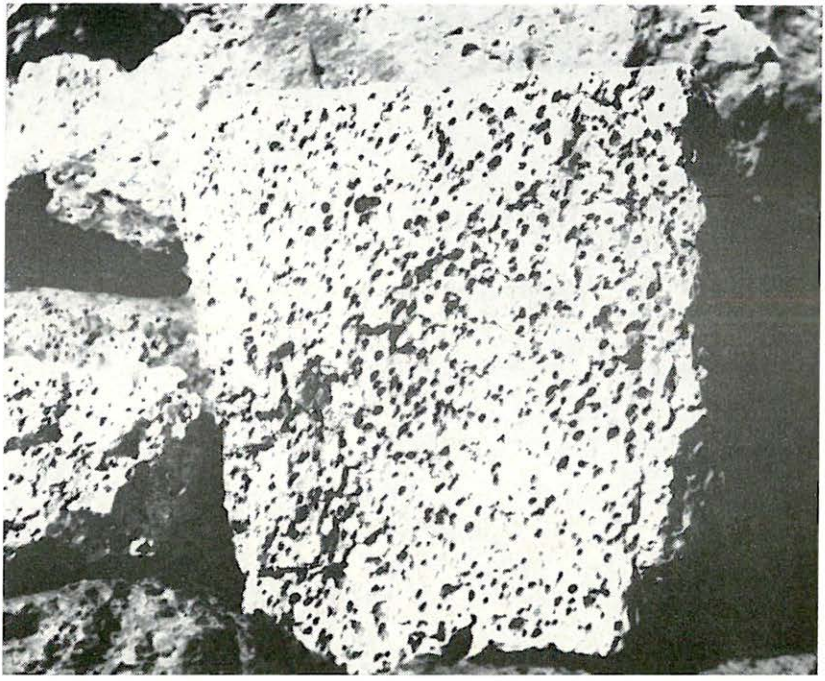
*81. ábra.* Vastagpados riolitlávaár-részlet a lőrinci Mulató-hegyen
*Textfig. 81.* Portion of a thick banked rhyolitic lava flow on the hill Mulató-hegy at Lőrinci

biotit. Rendkívül kevés kvarc-fenokristályt tartalmaz; ezért a „riolitos" jelleget nem is az ásványos összetétel, hanem a kőzettömeg kémiai jellege, valamint a helyenként megfigyelhető litofizás és szferolitos kifejlődés alapján határozták meg.

A szferolitos vagy gömbös kőzetváltozat alapanyaga kissé limonitos kőzetüveg. A gömbökben a környező alapanyaghoz hasonlóan földpátlécek és esetenként oligoklász-fenokristályok foglalnak helyet. A kőzetnek a szferolitos elnevezést Szterényi H. (1882) és Szabó J. (1891) adta, de meg kell jegyeznünk, hogy ezek nem típusos szferolitok, mivel az eredeti szferolitok teljesen átkristályosodtak. A lőrinci gömbös szerkezetű riolitok vékonycsiszolatai néha minimális anyagzsugorodást mutatnak, ahol a színezett gömbök és a befoglaló alapanyag határán 10—20 μ-os elválás észlelhető, ez esetenként 3—5%-os zsugorodást jelent (XLIV. tábla 3.). Ezt jelzi, hogy a gömbön és az alapanyagon egyaránt átnőtt fenokristályok a két eltérő kőzet határán megtörtek (XLIV. tábla 1.).

A litofizás riolit keletkezése a gázban gazdag lávafolyások következménye, ahol a hólyagos andezitekhez hasonlóan az üregek falát kalcedon vagy opálhártya, esetleg agyagásvány vonja be. Az üregek zöme — a lőrinci előforduláson — kissé húzott, ami a gázdús lávafolyás lassú mozgásának eredménye.

A jelenlegi feltártság alapján a mulató-hegyi riolittömeget egy lávaömlés eredményének tekintjük. Petőfibánya körzetében több kisebb riolitintrúzió vagy lávafolyásrészlet fordul elő. Nagyobb tömegű riolit figyelhető meg a lakótelep és szénosztályozó építésekor létesített bevágásokban és árkokban, valamint az elhagyott trasztufabánya udvarán. Véleményünk szerint a területen

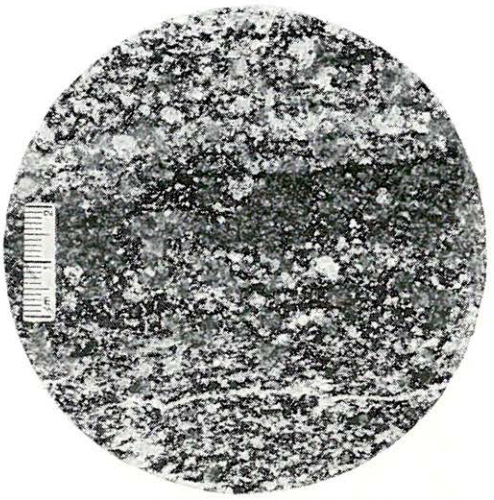


*82. ábra.* Litofizás riolittömb a mulató-hegyi kőfejtőben. 1/5×
*Textfig. 82.* Lithophysed rhyolitic block in a quarry on the Mulató-hegy. 1/5×

található összes riolit egy erupciós ciklus terméke, még akkor is, ha színeződésük heterogén. Az irodalom szerint a Vöröskő-tetőn a riolit áttörte az andezitet (ID. NOSZKY J. 1927). Ezt az áttörést ma már nem láthatjuk, mivel a kőfejtőt a barnakőszén meddőjével feltöltötték, eltemették.

2. *A gyöngyössolymosi Kis-hegy riolitja*

A hegység másik, az előbbinél is változatosabb kifejlődésű riolitja Gyöngyössolymos község északi szegélyén található. A lilásrózsaszín alapszínű, középszemcsés, tömör riolitot házépítési célokra évtizedek óta fejtik. Földtani vizsgálataink és az elmúlt években lemélyített Gyöngyössolymos 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás adatai alapján a riolit vastagsága 40—50 m (80. ábra). Fekvőjében andezitlapilliket tartalmazó, részben agyagásványosodott riolittufa települ, amit a tárgyalandó riolitos erupció iniciális tufájának tekintünk. A Kis-hegy felépítménye a fentiekben már említett tömör és középszemcsés riolit különbözően színezett változataiból áll, amely a felszínről leszivárgó csapadékvíz hatására kifakul. A hegy délnyugati lejtőjén lehúzódó lávakőzet perlites betelepüléseket tartalmaz, ezek vastagsága helyenként csak néhány centiméter, másutt fél vagy egy méter (83. ábra). A perlites szakaszok keletkezését gyors, feltehetően vízben való lehűléssel magyarázzák, ezt valószínűsíti, hogy a Kis-hegyen a perlites betelepülések és foltok az alacsonyabb szinteken találhatók.



*83. ábra.* Perlites—horzsaköves szerkezetű riolit metszete — Gyöngyössolymos 2. sz. fúrás 24,0 m

*Textfig. 83.* Cross-section of a rhyolite of perlitic-pumiceous structure — borehole Gyöngyössolymos-2, 24.0 m

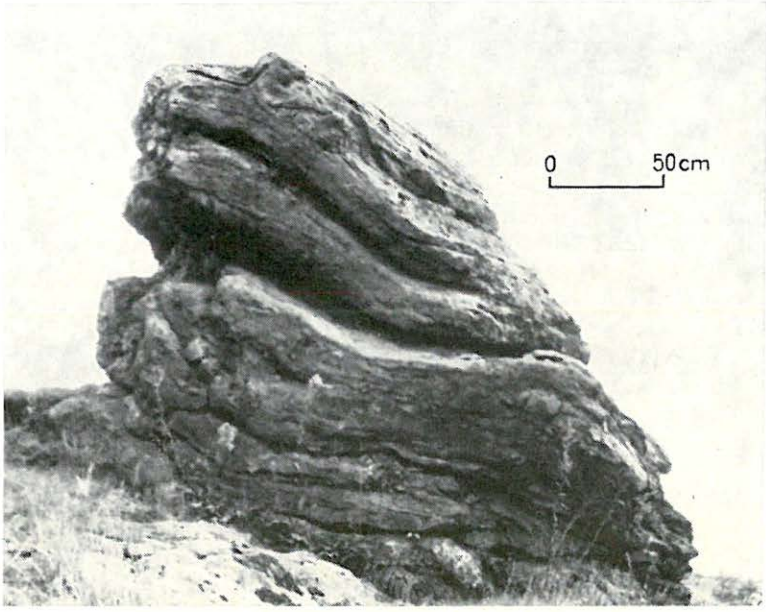
A lávafolyás felső szintjein különös alakú hajlott és gyűrt szerkezeteket figyelhetünk meg, aminek okát részben a viszkózus láva vízbe ömlésében, részben helyi megtorlódásában látjuk (84. és 85. ábra). A perlites közbetelepülések a hegy DK-i lejtőjén látszólag kivastagodnak és bennük a riolitos és horzsaköves szerkezetű részek lecsökkennek. Az évekkel ezelőtt szervezett perlitkutatás nem vezetett eredményre, mivel a perlittömegek nem érték el a gazdaságosan termelhető készleteket.

A kőzet különös kifejlődését találjuk a hegy DK-i lejtőjén levő elhagyott kőfejtőben, ahol 3—4 m vastag tömör riolit alatt 1 m vastag horzsás riolit által összecementált perlitbreccsa látható (86. ábra). A perlitbreccsa alatt több méter vastagságú, uralkodóan horzsakőből álló képződmény települ, melyben helyenként kisebb perlites lencsék és fészkek vannak. A kőzet térfogatsúlya az eredeti riolitnak mintegy a fele. A riolitban gyakran találhatunk olyan sávos, folyásos lávakéreg reliktumokat, melyek repedezett fakéregre emlékeztetnek (87. ábra). Ez a felszíni kéreg szintén a viszkózus és savanyú vulkanitok egyik jellemzője.

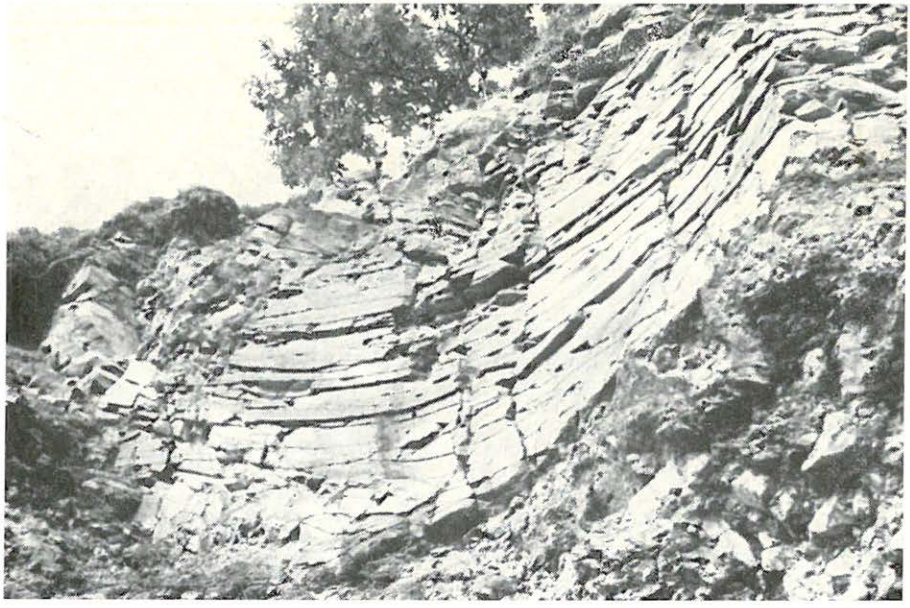
A riolitváltozatokat kőzettanilag vizsgálva megállapítható, hogy a területen öt kőzettípus különíthető el:

*a)* Legnagyobb tömegű a lilásrózsaszín alapszínű *tömör riolit.* Alapanyagában a folyásos szerkezetnek megfelelő alaktalan limonitos fészkek és gócok sorakoznak (XLV. tábla 1., 2.). A kőzetüvegben ezenkívül kisebb földpátlécek és izometrikus táblák helyezkednek el. A folyási iránynak megfelelően néha biotit helyezkedik el, amely kissé opacitosodott (XLV. tábla 1.). A kőzet lilásrózsaszín alapszínét a kolloidálisan eloszlott limonit, hematit adja. A plagioklász-fenokristályokat az oligoklász és alárendelten az andezin képviseli. A kvarctartalom itt is meglehetősen kevés és ritkán jelentkezik fenokristályként.

*b)* A másik kőzetváltozat a *perlit,* amit önálló tömegekben a Kis-hegy DK-i lejtőjén találhatunk. Megjelenése gyöngyös szerkezetű, színe sötétszürke. Mikroszkóp alatt a gyöngyös szerkezet is helyi folyásokra emlékeztető deformációkat mutat. A gyöngyegyedek között helyenként deformált üveg, horzsakőnyalábok figyelhetők meg. Elvétve az üvegállományban kisebb-nagyobb opacitosodott és kloritosodott biotitlemezek helyezkednek el a folyásos orientációnak vagy a gömbös szerkezetnek megfelelően. A perlitben néhány oligoklász-fenokristály is megfigyelhető, kvarc-fenokristályok ritkák, vagy teljesen hiányoznak. A kőzet elemzett kovasavtartalma magasabb szabadkvarctartalmat is indokolna. Néhány kisebb és kissé színezett halmazban meghatározhatatlan krisztallitok is vannak. A limonitos színeződés helyen-




*84. ábra.* Jellegzetesen hajlott lávafolyás-reliktum a Kis-hegy DNy-i lejtőjén
*Textfig. 84.* Characteristically bent lava flow relic in the SW slope of the Kis-hegy



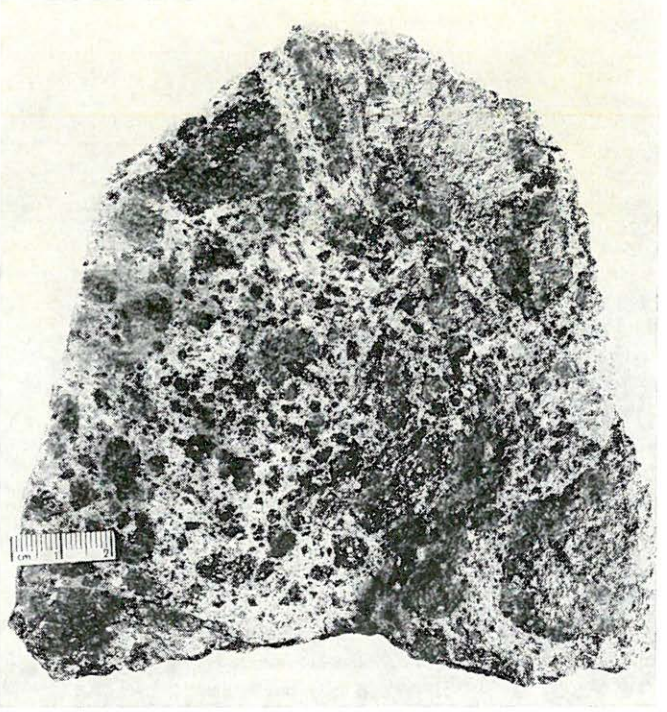
*85. ábra.* Hajlott, vékonylemezes riolit-ármaradvány a Kis-hegy nyugati oldalán (a szerkezet hossza kb. 4 m)
*Textfig. 85.* Bent, laminated rhyolitic flow relic on the western slope of the Kis-hegy (the length of the structure is about 4 m)

ként ál-mikrorétegzést eredményez, ez azt jelenti, hogy a limonitos festődés nem tudott teljesen eloszlani a heterogén savanyú kőzetolvadékban (XLV. tábla 3.).

*c)* A *horzsaköves szerkezetű riolitot* a már említett elhagyott kőfejtő mélyebb szintjein találjuk. Színe világosbarna és vörösesbarna. Térfogatsúlya kicsi, a horzsaköves szerkezet még makroszkóposan is felismerhető. Összetételére jellemző az erősen deformált üveges horzsakő, melyben a deformációnak megfelelően szeszélyesen jelentkeznek kisebb biotitlemezek és földpátkristályok (XLV. tábla 4. és XLVI. tábla 1—4.). A plagioklászkristályokat pontosan meghatározni — a részleges elbontás miatt — nem lehetett. A horzsaköves szerkezet üvegnyalábjai között néha kisebb limonitos fészkek figyelhetők meg, melyek a kőzetet színezik (XLV. tábla 1., 2. és XLVII. tábla 3., 4.).

*d)* A horzsaköves szerkezetű riolit felett települ a már említett *perlitbreccsa*. A kötőanyag színe vörösesbarna, míg a benne levő perlitszemcsék közép- és sötétszürkék. A perlitben a gyöngyös szerkezet szabad szemmel is felismerhető. Összetétele a *b)* és *c)* pontok alatt leírt kőzetek keveredésének eredménye.

*e)* A *litofizás riolit* csak kisebb foltokban jelenik meg, a litofizás szerkezet gyakran sávokban jelentkezik. Alapanyaga néha teljesen üveges, máskor részlegesen átkristályosodott. Az átkristályosodott mezőkben sokszor mikro-



*86. ábra.* Horzsaköves kötőanyagú perlitbreccsa a Kis-hegy DK-i lábánál levő elhagyott kőfejtőből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 86.* Perlitic breccia cemented by pumice, from the abandoned quarry at the SE foot of the Kis-hegy. (Photo: PELLÉRDY)



*87. ábra.* Sávos, folyásos lávakéreg-maradvány a Kis-hegy DK-i oldalán levő elhagyott kőfejtőből. 1/8×

*Textfig. 87.* Lava crust relic of fluidal banding structure from the abandoned quarry on the SE side of the Kis-hegy. 1/8×

kristályos, krisztobalitos nyalábokat figyelhetünk meg. A sávosságnak megfelelően szabálytalan ágas-bogas rajzolatú, limonitos elszíneződésű szferolithalmazok találhatók. A szferolithalmazok határvonalai erősebben limonitosodtak, belsejük sugaras szerkezetű és részben anizotróp (XLVII. tábla 1—3.). A limonitos szferolitokon kívül és azok között néha dendrites rajzolatú opak elegyrész is van, bár ezek a dendritek mikroszkópos méretűek (XLVII. tábla 4.). A kőzettípus felismerhető ásványai ez esetben is ikerlemezes plagioklászfenokristályok, melyek közül néhány oligoklászt lehetett meghatározni. A színes elegyrészeket a kissé deformált és opacitosodott biotit képviseli. A fentieken kívül elvétve rezorbeált kvarckristályok találhatók. Változatos színűek, mivel a felszíni elváltozás és mállás, valamint a gyenge exhaláció erősen átjárta az összletet. Ezért a riolit színe a sötétszürkétől a fehérig változik. Erősebb elbontást találhatunk a Kis-hegy déli és délnyugati lábánál, ahol a kőzet agyagásványosodott és bentonitosodott.

A riolitok kémiai összetételét a 99. táblázat szemlélteti.

A riolit átlagos kémiai összetételét a 7. oszlopban találjuk, mely összehasonlítva a Daly-féle átlaggal, az $SiO_2$-t tekintve valamivel alacsonyabb értéket mutat. Más elemeknél jó egyezést kaptunk.

A Niggli—Burri-féle magmaprovinciákba sorolásnál a 4. minta kivételével közel egyező eredményt kaptunk. A 4. minta a nátronprovinciában levő essexitdioritos magma larvikites csoportját képviseli. A többi minta megoszlását l. a 99. táblázaton.

Az átlagot szemléltető 7. oszlop a leukogránitos magma yosemitgránitos csoportjára utal.

*99. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 71,40 | 70,65 | 69,92 | 64,05 | 73,66 | 73,70 | 70,48 |
| $TiO_2$ | 0,76 | 0,64 | 0,60 | 0,73 | 0,17 | 0,10 | 0,50 |
| $Al_2O_3$ | 14,62 | 14,75 | 14,35 | 15,14 | 14,25 | 14,02 | 14,52 |
| $Fe_2O_3$ | 2,05 | 0,67 | 2,15 | 0,33 | 1,22 | 1,72 | 1,36 |
| FeO | 0,07 | 0,69 | 0,43 | 4,50 | 0,38 | 0,41 | 1,08 |
| MnO | nyom | nyom | 0,03 | 0,19 | nyom | 0,02 | 0,04 |
| MgO | 0,15 | 0,10 | 0,12 | 0,12 | 0,17 | 0,19 | 0,14 |
| CaO | 1,16 | 1,34 | 2,28 | 4,01 | 1,46 | 1,35 | 1,93 |
| $Na_2O$ | 4,04 | 3,69 | 3,82 | 3,77 | 3,20 | 3,30 | 3,64 |
| $K_2O$ | 4,79 | 4,60 | 4,67 | 3,56 | 4,26 | 4,50 | 4,39 |
| $+H_2O$ | 0,46 | 2,03 | 1,78 | 1,02 | 0,57 | 0,58 | 1,07 |
| $-H_2O$ | 0,38 | 0,54 | 0,56 | 0,65 | 0,47 | 0,39 | 0,50 |
| $CO_2$ | — | — | — | 2,12 | — | — | 0,35 |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,14 | 0,03 | 0,06 | 0,05 |
| | 99,91 | 99,72 | 100,75 | 100,33 | 99,84 | 100,34 | 100,05 |

NIGGLI—BURRI osztályozás

1. Felzites riolit. Lőrinci, Vöröskőbánya — Leukogránitos magma — engadingránitos csoport
2. Üveges-gömbös riolit. Lőrinci, Mulató-hegy Ny-i oldala — Leukogránitos magma — aplitgránitos csoport
3. Normál riolit. Lőrinci, Mulató-hegy kőfejtő — Leukogránitos magma — yosemitgránitos csoport
4. Folyásos riolit. Petőfibánya, bányaudvar fala
5. Perlites riolit. Gyöngyössolymos, Kis-hegy, DNy-i lávaár — Leukogránitos magma — engadingránitos csoport
6. Riolit. Gyöngyössolymos, Kis-hegy, nagy kőfejtő — Leukogránitos magma — engadingránitos csoport
7. A riolitos kőzetek átlaga

Elemzők: 1., 2., 5. MAURITZ B. 1909; 3., 4. JANKOVITS L. 1964. MÁFI; 6. VENDL A. 1915.

A RITTMANN-féle kőzetkémiai átszámítás szerint az 1., 3. és 6. sz. minta riolitnak, a 2., 4. és 5. sz. minta kvarclátitnak adódott. Az átlag szintén kvarclátit, bár értékelésünk szerint az $SiO_2$-értéket az enyhe másodlagos elbontást mutató 4. minta csökkentette le, melyben viszonylag magas karbonáttartalmat találtunk.

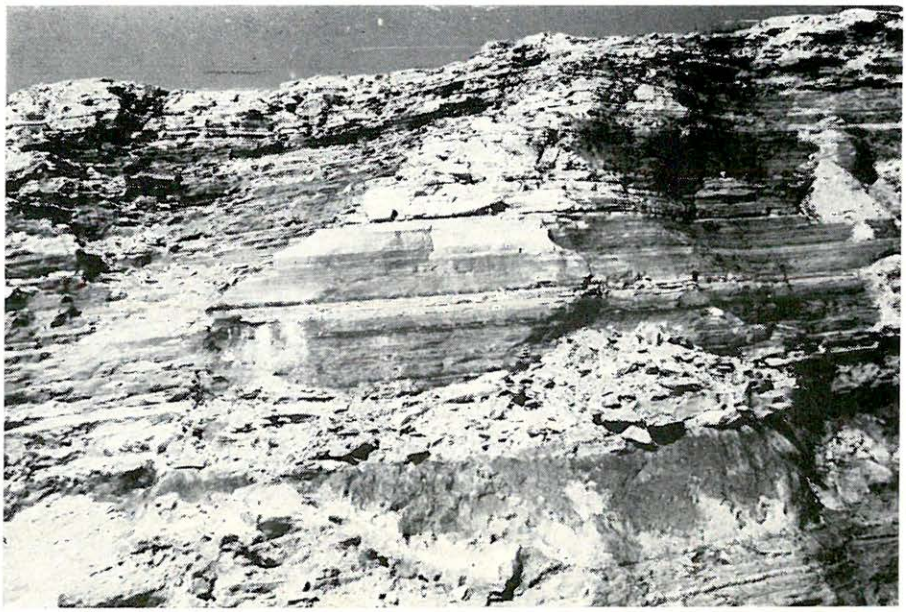
## Tortonai (badenien) üledékes képződmények

### a) Diatomás összlet

A Mátra hegység délnyugati lábánál (gyöngyöspatai medence, Hasznos környéke) a középső andezitösszletre diatomaföld-tartalmú összlet települ. Miocén korát a múlt század közepén SZABÓ J. (1868) már megállapította. Egyes szerzők (ID. NOSZKY J. 1927, VIGH GY. 1939a) keletkezését a szarmata idejére, SCHRÉTER Z. (1953) a tortonban állapította meg, ezt igazolták HAJÓS M. (1968) őslénytani vizsgálatai is.

Az összlet legrégebben ismert és részletesen vizsgált feltárása a szurdokpüspöki kovaföldbánya és környéke (88. ábra). Itt HAJÓS M. (1968) vizsgálatai szerint egy alsó (édes- és aligsósvízi) és egy felső (tengeri) diatomás tagozat különíthető el, melyeket közbetelepült riolittufa-réteg választ el egymástól.

Az alsó tagozat legalsó tagja zöldesszürke, néhol sötétszürke vagy zöldesbarna, agyagos, meszes és tufás diatomaföld. Vastagsága a típusszelvényben



*88. ábra.* Vékonylemezes diatomaföld a szurdokpüspöki kovaföldbányában
*Textfig. 88.* Thinly laminated diatomite (diatomaceous earth) in the diatomite quarry of Szurdokpüspöki

6,4 m. Gyakran tartalmaz 1—5 cm-es bentonit- és mészkőrétegeket, ritkábban 2 cm körüli fekete hidrokvarcit-csíkokat. Az erősen szennyezett diatomaföldre 20—30 cm vastag sötétszürke, a felszínen világossárgára oxidálódó limnoopalit-réteg települ, mely a fejtőben végig követhető. Ezt 10—15 m vastagságú diatomaföld fedi, melynek alsó szakasza gyakran még többé-kevésbé szennyezett, agyagos, ritkábban meszes, 1—2 cm-es bentonit-, mészkő- és hidrokvarcit-csíkokat tartalmaz. Felső része fehér, laza, könnyű, mikrorétegzett, karbonát- és agyagmentes, tiszta diatomaföld (88. ábra). Az alsó tagozat zárótagja 1,5 m vastagságú diatomás mésziszap.

Az alsó és felső tagozatot elválasztó riolittufa alul laza, durvaszemű, horzsaköves, biotitos, felfelé haladva finomabb szeművé válik. Vastagsága 23—25 m.

A felső tagozat átlagos vastagsága 15 m körüli. Uralkodóan márgás diatomaföldből áll, melybe vékony riolittufa- és áthalmozott andezittufa-rétegek települnek.

A szurdokpüspöki kovaföldbányában megismerthez hasonló rétegsort tárt fel a Hasznos 4. sz. fúrás. A hasznosi rétegsorban (Hajós M. 1968) is megkülönböztethető egy alsó, édes- és aligsósvízi diatomás tagozat, mely azonban a szurdokpüspökinél egyszerűbb felépítésű, egy mésziszapos diatomaföldrétegből és egy limnoopalit-rétegből áll. Erre, az előbbi előfordulással analóg módon, riolittufa (13,85 m), majd a tengeri tagozat települ. Ez utóbbi vastagsága 91,3 m, felépítése a szurdokpüspökitől eltérő. Jellemző rá a szórt vulkáni anyag általános elterjedése. Riolittufás diatomaföld, diatomás, agyagos, meszes tufitrétegek és elszórt mészmárga- vagy homokkőbetelepülések alkotják. Az össz-

*100. táblázat*

**A kőzetváltozatok százalékos megoszlása az egyes rétegcsoportokon belül a diatomás összlet három típusszelvényében BÁRDOSSY GY.—HAJÓS M. (1963) és HAJÓS M. (1968) adatai alapján**

| | Szurdokpüspöki | | Hasznos 4. sz. fúrás | | Gyöngyöspata 2. sz. fúrás | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Felső csökkentsósvízi tagozat | | | *vastagság 7,0 m* | | *vastagság 73,7 m* | |
| | | | diatomaföld | 100,0 | diatomaföld | 18,0 |
| | | | | | agyagos diatomaföld | 39,7 |
| | | | | | tufitos diatomaföld | 4,1 |
| | | | | | diatomaföld összesen: | 61,8 |
| | | | | | diatomás agyag | 1,4 |
| | | | | | diatomás tufit | 2,4 |
| | | | | | diatomás kőzet összesen: | 3,8 |
| | | | | | agyag | 25,8 |
| | | | | | mészkő | 3,7 |
| | | | | | riolittufit | 4,6 |
| | | | | | andezithomok | 0,3 |
| | | | | | diatomamentes kőzet összesen: | 34,4 |
| Tengeri tagozat | *vastagság átlaga 15,0 m* | | *vastagság 91,3 m* | | *vastagság 82,3 m* | |
| | márgás diatomaföld | 83,4 | riolittufitos diatomaföld | 28,5 | diatomamentes | |
| | meszes diatomaföld | 6,0 | agyagos—meszes—tufás diatomaföld | 13,3 | homokos agyag | 86,5 |
| | diatomaföld összesen: | 89,4 | diatomaföld összesen: | 41,8 | agyag | 8,4 |
| | riolittufa | 9,3 | | | mészkő | 0,7 |
| | átmosott andezittufa | 1,3 | diatomás tufit | 53,9 | márga | 0,3 |
| | diatomamentes kőzet összesen: | 10,6 | diatomás, tufás mészmárga | 3,3 | riolittufit | 4,1 |
| | | | diatomás kőzet összesen: | 57,2 | | |
| | | | tufás homokkő | 1,0 | | |

| | Szurdokpüspöki | | Hasznos 4. sz. fúrás | | Gyöngyöspata 2. sz. fúrás | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Riolittufa | *vastagság 24,0 m* | | *vastagság 13,85 m* | | | |
| | riolittufa | 100,0 | riolittufa | 62,8 | | |
| | | | tufás homokkő | 37,2 | | |
| Alsó édes-, elegyesvízi, ill. csökkentsósvízi tagozat | *vastagság átlaga 21,0 m* | | *vastagság 50,0 m* | | *vastagság 53,8 m* | |
| | diatomaföld | 30,0 | mésziszapos diatomaföld | 78,6 | diatomaföld | 1,3 |
| | agyagos diatomaföld | 25,7 | limnoopalit | 21,4 | agyagos diatomaföld | 7,4 |
| | meszes diatomaföld | 18,6 | | | tufitos diatomaföld | 5,6 |
| | agyagos—meszes—tufás diatomaföld | 14,7 | | | diatomaföld összesen: | 14,3 |
| | diatomaföld összesen: | 89,0 | | | agyag | 42,6 |
| | | | | | homokos agyag | 18,8 |
| | diatomás mészíszap: | 7,1 | | | mészkő | 9,7 |
| | | | | | márga | 1,1 |
| | limnoopalit | 1,0 | | | andezitkavics | 2,4 |
| | átmosott andezittufa | 0,5 | | | riolittufit | 1,6 |
| | bentonit | 1,4 | | | riolittufa | 9,5 |
| | vulkáni agyag | 0,5 | | | | |
| | vulkáni homok | 0,5 | | | diatomamentes kőzet összesen: | 85,7 |
| | diatomamentes kőzet összesen: | 3,9 | | | | |

letet csökkentsósvízi, sárgásfehér, laza, könnyű, gyengén meszes diatomaföld zárja le, amely Szurdokpüspöki környékén hiányzik.

A diatomás összletet a Gyöngyöspatától ÉNy-ra kb. 2,5 km-re mélyített Gyöngyöspata 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás is feltárta 209,8 m vastagságban. Itt is megállapítható az összlet hármas (alsó csökkentsósvízi, tengeri, felső csökkentsósvízi) tagolódása, kőzettani kifejlődése azonban nem azonos az előbbiekkel. Az alsó csökkentsósvízi tagozat uralkodóan agyagból és homokos agyagból áll, melybe vékony mészkő, márga, riolittufa- és tufitpadok települnek, felső szakaszán két 2 m-es, ill. 3,5 m-es tufitos vagy agyagos diatomaföld-réteg található. A csökkentsósvízi és a tengeri tagozat közötti riolittufa itt nem fejlődött ki. A tengeri tagozatot diatomamentes homokos agyag alkotja, tufit-, agyag-, mészkő- és márgabetelepülésekkel. A betelepülések vastagsága az 1—2 dm-t ritkán haladja meg. A felső, csökkentsósvízi diatomás tagozat itt a legvastagabb (73,7 m). Rétegsora változatos: agyag, mészkő, riolittufit, diatomás tufit és agyag, agyagos és tufitos diatomaföld-rétegekből áll. Felfelé a diatomás kőzetváltozatok jutnak túlsúlyra, zárótagja 10 m-t meghaladó vastagságú fehér, finoman rétegzett, tiszta diatomaföld.

A diatomás összlet fekvője mindhárom előfordulás esetében a tortonai korú középső andezitösszletbe tartozó andezittufa. Fedője változó, a Hasznos 4. sz. fúrásban áthalmozott, andezitkavicsos, bentonitosodott szarmata andezittufa; Szurdokpüspöki környékén lemezes, likacsos, sárgásbarna tortonai „lajta"-mészkő; a Gyöngyöspata 2. sz. fúrásban pannóniai meszes szárazföldi tarka agyag.

A három egymástól meglehetősen távol fekvő típusszelvény alapján (100. táblázat) a diatomás összlet keletkezésére vonatkozóan az alábbiak állapíthatók meg.

A vulkáni működés a hegység nyugati szegélyén már a tortonai emelet kezdetén vastag rétegvulkáni andezitösszletet hozott létre, majd a vulkáni tevékenység megszűnte után a vízzel elöntött hegységszegélyen megindult az üledékes kőzetek képződése. Hasznos és Szurdokpüspöki környékén (Hajós M. 1968) a tengertől lefűződött lagúnák alakultak ki, melyekben édes—elegyesvízi rétegek képződtek. A víz teljes kiédesedését a riolittufa-szórás következtében hirtelen fellépő feltöltődés megakadályozta, a terület szárazulattá vált. A savanyú explóziós működés után fokozatos süllyedés következett be, a tenger a területet elöntötte, és marin, litorális—neritikus fáciesű rétegek rakódtak le. Az üledékképződés előrehaladtával helyenként (Hasznos) a terület ismét lefűződött, ezt a csökkentsósvízi képződmények jelzik.

Gyöngyöspata környéke — földrajzi helyzetének megfelelően — az öblözet partoktól távolabb eső, mélyebb vízű területét képviseli. Ennek tulajdonítható a szurdokpüspökitől eltérő kifejlődése. Míg az előbbi területen az andezittufára édes—elegyesvízi, uralkodóan *Diatoma*-vázakból álló rétegek rakódtak le, itt a fekü-piroklasztikumon túlnyomóan agyagból álló üledék halmozódott fel, a diatomás kőzet alárendelt mennyiségű, és az ősmaradványok jellege magasabb sótartalmú (csökkentsós) vízre utal. Ezt a mélyebb, partoktól távolabb eső üledékképződést támasztja alá a gyöngyöspatai fúrással feltárt tengeri rétegösszlet diatomamentes kifejlődése is. A kovaalgák tömeges elterjedésének feltétele volt a víz magas kovasavtartalma, melyet az utóvulkáni, exhalációs működés szolgáltatott (Horusitzky F. 1953). A tenger előrenyomulásakor Szurdokpüspöki környékét is elborította, és itt lehetővé vált a litorális—neritikus tengeri diatomaföld-telep felhalmozódása, ugyanakkor Gyöngyöspata

*101. táblázat*

**A kőzetváltozatok százalékos megoszlása a diatomás összletben**

| | Szurdok-püspöki | Hasznos 4. sz. | Gyöngyös-pata 2. sz. |
|---|---|---|---|
| | | fúrás | |
| Diatomaföld | 10,50 | 6,0 | 6,7 |
| Agyagos diatomaföld | 9,00 | — | 15,9 |
| Márgás diatomaföld | 20,83 | — | — |
| Meszes diatomaföld | 8,00 | — | — |
| Mésziszapos diatomaföld | — | 3,3 | — |
| Riolittufitos diatomaföld | — | 22,2 | 2,9 |
| Agyagos—meszes—tufás diatomaföld | 5,17 | 10,4 | — |
| Diatomaföld összesen: | 53,50 | 41,9 | 25,5 |
| Diatomás mésziszap | 2,50 | — | — |
| Diatomás riolittufit | — | 42,0 | 0,9 |
| Diatomás agyag | — | — | 0,5 |
| Diatomás, tufás mészmárga | — | 2,6 | — |
| Diatomás kőzet összesen: | 2,50 | 44,6 | 1,4 |
| Agyag | — | — | 22,2 |
| Homokos agyag | — | — | 38,7 |
| Mészkő | — | — | 4,0 |
| Márga | — | — | 1,4 |
| Tufás homokkő | — | 5,2 | — |
| Limnoopalit | 0,33 | 0,9 | — |
| Riolittufa | 42,33 | 7,4 | 2,4 |
| Riolittufit | — | — | 3,7 |
| Átmosott andezittufa | 0,50 | — | — |
| Andezithomok, kavics | 0,17 | — | 0,7 |
| Vulkáni agyag | 0,17 | — | — |
| Bentonit | 0,50 | — | — |
| Diatomamentes kőzet összesen: | 44,00 | 13,5 | 73,1 |

környéke a partoktól már távol esett, a sekélyvízhez kötött magas kovasavkoncentráció nem jöhetett létre, és többek között ez akadályozta meg a kovaalgák tömeges fellépését. Ez a folyamat a diatomás összlet további fejlődésében is követhető. Szurdokpüspöki környékén a kovaalgákat tartalmazó rétegsor a marin összlet fölött megszakad. Gyöngyöspata környékén a tengeri, diatomamentes kőzetcsoport felett ugyanakkor a tenger fokozatos visszahúzódására és a partközeli kovasavdúsulásra utaló, csökkentsósvízi, nagy vastagságú diatomás összlet halmozódott fel.

A gyöngyöspatai medencében a diatomás összlet különböző szintjeinek számos kisebb kibúvása észlelhető a felszínen.

A jelentősebb feltárások a területen a következők: a Lapos-tanya környéke, a Száraz-patak jobb oldali völgyfőárka, a Csurgó-tanyák környéke, a gyöngyöspatai sportpálya melletti kis kőfejtő, a Száraz-patak, Zám-patak és Danka-patak bevágódása, és Petőfibányán a tároбejárattól DK-re kb. 1 km-re levő feltárás.

A gyöngyöspatai medencétől keletre, egészen Gyöngyösoroszi környékéig, a hegység déli peremén több helyen észlelhető több-kevesebb diatomaföld-törmelék.

Kőzettani szempontból az összlet három képződménycsoportra osztható: 1. diatomaföld, 2. *Diatoma*-tartalmú kőzetek, és 3. diatomamentes kőzetek (101. táblázat). Az egyes csoportokon belül további számos üledékes és vulkáni eredetű kőzetváltozat különíthető el. A kőzettani részben a Szurdokpüspökire és Hasznosra vonatkozó adatokat Bárdossy Gy.—Hajós M. (1963), ill. Hajós M. (1968) munkájából vettük át.

1. *Diatomaföld*

*Tiszta diatomaföld* viszonylag ritkán található, a teljes összlet 10%-át csak Szurdokpüspökinél éri el. Színe hófehér, ritkábban sárgásfehér vagy barnásfehér. Mikrorétegzett, a réteglapok mentén leveles elválású, laza. Uralkodóan 10—15 μ átmérőjű *Diatoma*-vázakból áll (ezek mennyisége a szurdokpüspöki anyagban eléri a 80,2 felületszázalékot), kevés (4%) montmorillonittal.

*Agyagos diatomaföld* a szurdokpüspöki és gyöngyöspatai szelvényben fordul elő. Szurdokpüspöki környékén színe világosszürke vagy sárgásbarna—barnássárga, elmosódottan mikrorétegzett, kagylós elválású. Agyagásványtartalma 34% körüli, uralkodóan montmorillonit (24%). 59%-át kovaanyag alkotja, ez *Diatoma*-vázak törmeléke (ritkán ép *Diatoma*-vázakkal), szerves maradványok nélküli opál és alárendelt mennyiségű (4%) krisztobalit. A fennmaradó néhány százalék limonit, kalcit és szerves anyag. A gyöngyöspatai fúrás szelvényében az agyag a mikrorétegzett kovaföldben néhány milliméteres csíkokban jelentkezik.

*Márgás diatomaföld* csak a szurdokpüspöki szelvény felső, tengeri kifejlődésű tagozatában található. Színe világos- vagy okkersárga, padosan rétegzett. Ásványos összetétele változó, opál 43,0—49,0%, krisztobalit 3,3—4,0%, illit 16,5—8,3%, montmorillonit 3,6—21,4%, kalcit 25,6—7,9%, limonit 5,5—7,0%, titángél 0,6%.

*Meszes diatomaföld* szintén csak Szurdokpüspöki környékén fejlődött ki az agyagos diatomaföld-összletben, többszörösen ismétlődő, 20 cm vastagságú betelepülésekben. Ásványos összetételében a montmorillonit helyét kalcit foglalja el. Néhol 2—3 cm-es diatomás mészkőrétegekbe megy át, melyek uralkodóan 2—4 μ-os kalcitszemcsékből állnak.

*Mésziszapos diatomaföldet* a hasznosi fúrás tárt fel az összlet alsó, édes—aligsósvízi tagozatában. Sárgásfehér, kovaalgák és mésziszap alkotják, $CO_2$-tartalma 13,04%, ami 29,65% kalcium-karbonátnak felel meg.

*Riolittufitos diatomaföldet* a hasznosi és gyöngyöspatai fúrás hozott felszínre. Hasznoson jelentős mennyiségű, az összlet 22,2%-át alkotja, Gyöngyöspatán két, 3 m vastag rétegben fordul elő. Sárgásfehér, könnyű, laza kőzet. Biotitot, muszkovitot, horzsakőszilánkokat, apró koptatott kvarcszemcséket tartalmaz.

*Agyagos—meszes—tufás diatomaföldből* áll a szurdokpüspöki szelvény legalsó szakasza, a hasznosi szelvény tengeri tagozatában pedig két rétegben található. Mikrorétegzett, alapszíne világos zöldesszürke, gyakoriak benne a sárgásfehér, meszes vagy sötétszürke—barna tufás mikrorétegek. Az agyagsávok montmorillonitból (32,1%), alárendelt mennyiségben illitből (6,7%) állnak, kalcittartalma 26%. Kis mennyiségben (5%) tufaeredetű kvarcszemcsék,

elvétve zónás plagioklászkristályok és horzsakőszilánkok vannak a vulkáni eredetű rétegekben. Viszonylag gyakori a pirit (4,5%) és a pirit epigenetikus oxidációja útján keletkezett gipsz (5,7%). A hasznosi alsó rétegből a fentieken kívül finomszemcsés homok is kimutatható.

2. *Diatoma-tartalmú kőzetek*

*Diatomás mésziszap* a szurdokpüspöki alsó, aligsós—édesvízi tagozat zárótagja. Színe bányanedvesen barnássárga, szárazon sárgásrózsaszín. Finoman rétegzett. Fő elegyrésze a kalcit (63,4%), kevesebb opál (17,0%) és montmorillonit (14,3%), alárendelten krisztobalit (3%) és limonit (1,2%).

*Diatomás riolittufit* a hasznosi fúrás szelvényében az összlet 42%-át alkotja. Agyagos, erősen karbonátos, diatomás kőzet, vízbehullott riolittufa elegyrészekkel, 0,6 mm körüli átmérőjű andezittörmelékkel. A gyöngyöspatai fúrás egy 1,8 m vastag rétegben tárta fel. Anyaga karbonátos agyaggal keveredett kőzetüveg-törmelék, 0,1—0,4 mm-es plagioklász-, valamint 0,1—0,2 mm-es biotit- és kvarckristályokkal, néhol centiméteres karbonátos gócokkal, esetleg erekkel, diatomaföld-betelepülésekkel.

*Diatomás agyag* csak vékony (0,6, ill. 0,4 m-es) rétegben fordul elő a gyöngyöspatai felső csökkentsósvízi összletben.

*Diatomás, tufás mészmárga* egy 3 m-es rétegben található a hasznosi tengeri kifejlődésű tagozatban.

3. *Diatomamentes kőzetek*

*Agyag* alkotja a gyöngyöspatai összlet 22,2%-át. Többszörösen ismétlődő, változó vastagságú (0,1—16,2 m) rétegekben mind az alsó, mind a felső csökkentsósvízi, valamint a tengeri tagozatokban megtalálható. Gyakran többé-kevésbé tufitos vagy meszes. A tengeri összlet agyagja barnásszürke vagy sötétszürke, tiszta, plasztikus, néhol levéllenyomatos vagy karbonátos, az alsó csökkentsósvízi tagozatban pedig többé-kevésbé kovásodott.

*Homokos agyag* szintén csak a gyöngyöspatai szelvényben fordul elő. Mennyisége jelentős, a tengeri tagozat 86,5%-át építi fel, kisebb mennyiségben az alsó csökkentsósvízi tagozatban is megtalálható. Színe barnásszürke, ritkábban szürke.

*Mészkő* általánosan elterjedt, vékony 0,3—2,0 m-es rétegekben Gyöngyöspata környékén. Tufitos, a vulkáni eredetű anyag a kőzet anyagának 30%-át elérheti, elegyrészei 0,1—0,4 mm-es plagioklász, hasonló mennyiségű kőzetüveg-törmelék, ritkán biotit és kvarc. A mészkő ritkán agyagos vagy gyengén kovásodott.

*Márga* alárendelt mennyiségben (1,4%) a gyöngyöspatai szelvényben található. Barnásszürke, néhol tufitos. A vulkáni eredetű anyag századmilliméteres földpát, kvarc és biotit.

*Tufás homokkövet* a hasznosi fúrás tárt fel két rétegben. Sárgásfehér, aprószemű, laza, csillámos, karbonátos, biotitos, horzsaköves.

A *limnoopalit* a szurdokpüspöki fejtőben végig követhető, 10—15 cm-es vezetőszint jellegű rétege mellett még számos 1—2 cm-es betelepülést alkot a különböző kőzetekben. A hasznosi szelvényből jelentős vastagságú (1,07 m) rétege ismert a diatomás összlet bázisán. Színe sötét- vagy barnásszürke, a felszínen viaszsárga. Kagylós törésű, mikrorétegzett. Uralkodóan opálból (57,4%) áll, melyhez az amorf alapanyag fokozatos átkristályosodása révén

keletkezett, éles körvonalak nélküli krisztobalitszemcsék (24,8%) társulnak. Járulékos alkotórésze továbbá a viszonylag sok montmorillonit (8,2%), kvarc (3,5%), kalcit (3,6%), limonit (0,7%), szerves anyag (0,7%), klorit (0,6%) és titángél (0,2%).

A *riolittufa* mindhárom típusszelvényben megtalálható. Legjelentősebb Szurdokpüspöki környékén, ahol az alsó és a felső tagozatok között települő vastag rétegen kívül több vékony betelepülésben található a tengeri tagozatban. Hasznosan csak a két diatomás tagozatot elválasztó rétege fejlődött ki, az előbbinél kisebb vastagságban, míg Gyöngyöspatán csupán két vékony (1,6, ill. 3,5 m) rétege ismert az alsó csökkentsósvízi tagozatból. A kőzet uralkodóan kőzetüvegszilánkokból áll, további alkotórészei 1—3 mm-es horzsakőtörmelék, valamint 2 mm-nél kisebb plagioklász, biotit és kvarc. A szurdokpüspöki vastag riolittufa alul lazán kötött, durvább, felfelé haladva közép-, majd finomszeművé válik. Középső szintjében gyakorivá válnak a tufagömböcskék, melyek ásványos összetétele a beágyazó tufáéval azonos, de néha gyengén kovás, sok szervesanyag-tartalommal.

A *riolittufit* vékony 0,2—3 m-es rétegekben általánosan elterjedt a gyöngyöspatai szelvényben, összvastagsága azonban csak 7,7 m. Az előbbi riolittufa több-kevesebb agyaggal és karbonáttal szennyezett változata.

*Átmosott andezittufa* alkot néhány 1—2 dm-es réteget a szurdokpüspöki összletben. Elegyrészei: plagioklász, agyagásvány, továbbá néhány kőzetüvegtöredék, valamint 1—8 mm-es hipersztén andezit-törmelék. Gyakran erősen karbonátosodott, limonitosodott.

*Andezithomok, kavics.* A szurdokpüspöki alsó édes—elegyesvízi tagozatban egy vékony vulkánihomok-réteg található. Világosszürke, rétegzetlen, 0,2—0,3 mm-es gyengén koptatott szemcsékből áll. Ásványos összetételében a bázisos plagioklász uralkodik, kevesebb kőzetüveg — hipersztén és magnetit mellett. A gyöngyöspatai szelvényben három szintben jelenik meg. Itt a felső csökkentsósvízi tagozat bázisrétegét alkotja, 0,3—1,5 mm-es koptatott, legömbölyödött, változatos alapanyagú piroxénandezit, oxiandezit és alárendelt mennyiségben kvarcittörmelékből áll, kötőanyaga kevés limonitos agyag. Az alsó csökkentsósvízi tagozatban két rétegben jelenik meg, durvakavicsos kifejlődésben.

*Vulkáni agyag* egy vékony rétege ismert a szurdokpüspöki alsó összletből. Világosszürke, kagylós elválású, rétegzetlen. Uralkodóan montmorillonitból áll (82,6%), járulékos elegyrésze: opál, kvarc, biotit, muszkovit, pirit, titángél.

*Bentonit* ismétlődő, vékony 1—10 cm-es rétegekben jelentkezik a szurdokpüspöki alsó tagozatban. Szürke, mikrorétegzett vagy rétegzetlen. A 80,0—81,8% montmorillonithoz kevés opál, krisztobalit, kvarc, limonit, gipsz, titángél, továbbá egyes rétegekben klorit, pirit és szerves anyag társul.

A diatomás összlet kőzeteinek vegyi összetételét és ősmaradvány-tartalmát a 102., ill. 103. táblázatban foglaltuk össze.

**A szurdokpüspöki diatomás kőzetek átlagos kémiai összetétele BÁRDOSSY GY. — HAJÓS M. (1963) után**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 81,70 | 68,60 | 53,30 | 62,94 | 49,70 | 24,76 | 5,57 | 82,18 | 42,50 | 51,00 | 51,02 |
| $TiO_2$ | 0,21 | 0,28 | 0,35 | 0,14 | 0,18 | 0,21 | 0,05 | 0,13 | 0,00 | 0,49 | 0,27 |
| $Al_2O_3$ | 1,85 | 5,96 | 6,10 | 1,41 | 5,93 | 2,63 | 0,17 | 1,28 | 1,39 | 13,49 | 16,06 |
| $Fe_2O_3$ | 1,54 | 2,95 | 4,48 | 1,40 | 1,17 | 1,45 | 0,41 | 0,86 | 0,05 | 4,10 | 1,71 |
| FeO | 0,11 | 0,47 | 0,30 | | 1,65 | 0,19 | | 0,16 | 0,20 | 1,74 | 0,64 |
| MnO | 0,09 | 0,13 | 0,09 | 0,44 | 0,07 | 0,33 | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,07 | nyom |
| MgO | 0,44 | 1,11 | 1,40 | 0,57 | 2,11 | 0,71 | 0,53 | 0,91 | 9,16 | 2,87 | 3,46 |
| CaO | 1,05 | 2,66 | 11,38 | 10,48 | 14,01 | 35,66 | 50,62 | 2,88 | 18,25 | 2,20 | 2,66 |
| $Na_2O$ | 0,25 | 0,32 | 0,57 | 0,21 | 0,38 | 0,40 | 0,20 | 0,07 | 0,06 | 0,25 | 0,35 |
| $K_2O$ | 0,29 | 0,52 | 0,94 | 0,17 | 0,43 | 0,24 | 0,02 | 0,10 | 0,10 | 0,53 | 0,39 |
| $+H_2O$ | 5,59 | 7,50 | 7,83 | 8,19 | 8,46 | 2,05 | 4,84 | 3,20 | 1,94 | 8,65 | 10,79 |
| $-H_2O$ | 6,80 | 8,35 | 5,88 | 5,47 | 4,74 | 3,60 | 0,78 | 6,88 | 1,87 | 12,76 | 12,83 |
| $CO_2$ | 0,20 | 0,95 | 7,18 | 6,71 | 10,34 | 27,92 | 35,50 | 1,55 | 23,83 | 0,14 | 0,00 |
| $P_2O_5$ | 0,07 | 0,08 | 0,21 | 0,05 | 0,03 | 0,36 | 0,19 | 0,01 | 0,03 | 0,08 | 0,09 |
| S | 0,00 | 0,70 | 1,71 | 0,24 | 3,47 | n. m. | 0,00 | n. m. | 0,00 | 2,18 | 0,62 |
| $SO_3$ | n. m. | 1,21 | n. m. | 2,28 | n. m. | n. m. | 1,13 | n. m. | 0,00 | 1,57 | n. m. |
| C org. | 0,12 | 1,05 | n. m. | n. m. | 1,97 | n. m. | n. m. | 0,42 | 0,40 | 0,58 | 0,00 |
| | 100,31 | 102,84 | 101,72 | 100,70 | 104,64 | 100,51 | 100,13 | 100,71 | 99,90 | 102,70 | 100,89 |

1. Diatomaföld.
2. Agyagos diatomaföld.
3. Márgás diatomaföld.
4. Meszes diatomaföld.
5. Meszes—agyagos—tufás diatomaföld.
6. Diatomás mésziszap
7. Diatomás mészkő.
8. Limnoopalit.
9. Dolomitos limnoopalit.
10. Bentonit.
11. Vulkáni agyag.

n. m. = nem mérhető.

*103. táblázat*

**A diatomás összlet ősmaradványai**

a) Diatoma*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Chrysophyta | | | | | | | | | |
| Chrysomonadales | | | | | | | | | |
| *Archaeomonas angulosa* Defl. | | | | + | | | | | |
| *Archaeomonas densipunctata* Hajós | | | | + | | | | | |
| *Archaeomonas inconspicua* Defl. | | | | + | | | | | |
| *Archaeomonas pseudocompressa* Hajós | | | | + | | | | | |
| *Archaeomonas reticulosa* Defl. | | | | + | | | | | |
| *Archaeomonas sphaerica* Defl. | | | | + | + | | + | | |
| *Archaeomonas* sp. | | | | + | + | | | | |
| *Archaeomonas vermiculosa* Defl. | | | | + | | | | | |
| Silicoflagellales | | | | | | | | | |
| *Distephanus crux* (Ehr.) Häck. | | | | + | | | | | |
| Ebriidales | | | | | | | | | |
| *Ammodochium rectangulare* (Schulz) Defl. | | | | + | | | | | |
| *Ebriopsis antiqua* (Schulz) Havasse | | | | + | | | | | |
| *Ebriopsis valida* Defl. | | | | + | | | | | |
| *Hermesinum adriaticum* Zach. | | | | + | | | | | |
| *Hermesinum* sp. | | | | + | | | | | |
| *Parathranium clathratum* (Ehr.) Defl. | | | | + | | | | | |
| Bacillariophyta (Diatomeae) | | | | | | | | | |
| *Melosira bituminosa* Pantocsek | | | | + | | + | + | + | + |
| *Melosira dickiei* (Thw.) Kg. var. *fossilis* Pant. | | | | | | | | | + |
| *Melosira menilitica* Pant. | | | | | | + | | | |
| *Melosira minima* Hajós | | | | | | | + | | |
| *Melosira sol* (Ehr.) Kütz. | | | | + | | | | | |
| *Melosira* sp. | | | | | | | | | + |
| *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. | | | | + | | | | | |
| *Podosira pantocsekiana* Hajós | | | | | | | | + | |
| *Podosira robusta* Pant. | | | | | + | + | | | + |
| *Podosira* sp. | | | | | | | + | | + |
| *Hyalodiscus laevis* Ehr. | | | | | | | + | | |
| *Hyalodiscus punctatus* Hajós | | | | | | | + | | |
| *Hyalodiscus radiatus* (O'Meara) Grun. var. *biharensis* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Hyalodiscus szurdokpuespoekiensis* Hajós | | | | | | | + | | |
| *Hyalodiscus* sp. | | | | | | | + | | |
| *Cyclotella* sp. | | | | | | | + | | |
| *Stephanodiscus kanitzii* Grun. et Pant. | | | | | + | | + | + | |

* Jelen felsorolás Hajós M. összefoglaló munkájának (1962) megjelenése után végzett újabb vizsgálatok eredményét (Hajós in Csillagné 1966f) tartalmazza.

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Stephanodiscus kanitzii* GRUN. et PANT. f. *inermis* PANT. | | | | | + | | | | |
| *Stephanodiscus kanitzii* GRUN. et PANT. f. *magma* HAJÓS | | | | | + | | | | |
| *Stephanodiscus matrensis* PANT. | | | | | | | + | + | |
| *Stephanodiscus minutulus* PANT. | | | | | + | | | | |
| *Stephanodiscus mecsekensis* HAJÓS | | | + | | + | | | | |
| *Stephanodiscus* sp. | | | | | + | | + | | |
| *Anisodiscus pantocseki* GRUN. f. *major* GRUN. | | | | | | | + | | |
| *Coscinodiscus argus* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus asteromphalus* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus curvatulus* GRUN. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus fimbriatus* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus gigas* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus lineatus* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus nitidus* GREG. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus oculus-iridis* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus papillosus* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Coscinodiscus* sp. | | | | + | | | | | |
| *Liradiscus ovalis* GREV. | | | | + | | | | | |
| *Liradiscus* sp. | | | | + | | | | | |
| *Xanthiopyxis biscostiformis* FORTI | | | | + | | | | | |
| *Xanthiopyxis diaphana* FORTI | | | | + | | | | | |
| *Xanthiopyxis* sp. | | | | + | | | | | |
| *Chasea tortonica* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Chasea* sp. | | | | + | | | | | |
| *Stictodiscus minutulus* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Stictodiscus* sp. | | | | + | | | | | |
| *Cladogramma ellipticum* LOH. | | | | + | | | | | |
| *Cladogramma* sp. | | | | + | | | | | |
| *Actinoptychus senarius* (EHR.) EHR. | | | | + | | | | | |
| *Actinoptychus senarius* (EHR.) EHR. var. *tamanica* (JOUSÉ) | | | | + | | | | | |
| *Asterolampra marylandica* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Actinocyclus octonarius* EHR. | | | | | + | | | | |
| *Actinocyclus octonarius* EHR. var. *tenella* (BRÉB.) HUST. | | | | + | | | | | |
| *Rhisosolenia* sp. | | | | + | | | | | |
| *Chaetoceros moelleri* LEMM. | | | | | | | + | | |
| *Chaetoceros* sp. | | | + | + | | | | | |
| *Triceratium condecorum* BRIGHT. | | | | + | | | | | |
| *Triceratium condecorum* BRIGHT. var. *macropora* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Triceratium* sp. | | | | + | | | | | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Biddulphia* sp. | | | | + | | | | | |
| *Isthmia szabói* PANT. | | | | + | | | | | |
| *Isthmia* sp. | | | | + | | | | | |
| *Pseudopyxilla americana* (EHR.) FORTI | | | | + | | | | | |
| *Pseudopyxilla dubia* (GRUN.) FORTI | | | | + | | | | | |
| *Periptera tetracladia* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Periptera* sp. | | | | + | | | | | |
| *Stephanogonia polyacanthus* FORTI | | | | + | | | | | |
| *Stephanogonia polygona* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Stephanogonia punctata* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Raphoneis amphiceros* EHR. | | | | + | | | | | |
| *Raphoneis gratiosa* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Raphoneis nitida* (GREG.) GRUN. f. *trigona* AZPEITA | | | | + | | | | | |
| *Raphoneis* sp. | | | | + | | | | | |
| *Rhabdonema adriaticum* KÜTZ. | | | | + | | | | | |
| *Grammatophora oceanica* (EHR.) GRUN. var. *macilenta* (W. S.) GRUN. | | | | + | | | | | |
| *Grammatophora robusta* DIPPEL | | | | + | | | | | |
| *Grammatophora stricta* EHR. var. *fossilis* GRUN. | | | | + | | | | | |
| *Grammatophora* sp. | | | | + | | | | | |
| *Plagiogramma* sp. | | | | + | | | | | |
| *Dimerogramma acuta* HAJÓS | | | | + | | | | | |
| *Dimerogramma minor* (GREG.) RALFS | | | | + | | | | | |
| *Sceptroneis* sp. | | | | + | | | | | |
| *Opephora pacifica* (GRUN.) PELIT | | | | + | | | | | |
| *Fragilaria bituminosa* PANT. | | + | | | + | | + | | |
| *Fragilaria bituminosa* PANT. var. *curta* PANT. | | + | | | + | | + | | |
| *Fragilaria bituminosa* PANT. var. *elongata* PANT. | | + | | | | | | | |
| *Fragilaria brevistriata* GRUN. | | | | | + | | + | + | |
| *Fragilaria brevistriata* GRUN. var. *punctata* HAJÓS | | | | | | + | | | |
| *Fragilaria construens* (EHR.) GRUN. | | | | | + | | | + | |
| *Fragilaria construens* (EHR.) GRUN. var. *subsalina* HUST. | | | | | + | | | | |
| *Fragilaria fossilis* HAJÓS | | | | | + | | | | |
| *Fragilaria hirosakiensis* KANAYA | | | | + | | | | | |
| *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUSTEDT var. *dubia* GRUN. | | + | | | | | | | |
| *Fragilaria minuta* PANT. | | | | | + | | | | |
| *Fragilaria pinnata* EHR. | | | | | + | | + | + | |
| *Synedra biharensis* PANT. | | | | | | | + | | |
| *Synedra fasciculata* KÜTZ. var. *obtusa* PANT. | | | | | | | + | | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Synedra fulgens* (Grev.) W. Smith | | | | + | | | | | |
| *Synedra kamtshatica* Grun. var. *finnomarchia* Grun. | | | | + | | | | | |
| *Synedra menilitica* Hajós | | | | + | | | | | |
| *Synedra salinarum* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Synedra* sp. | | | | + | | | + | + | |
| *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz. | + | | | | | | | | |
| *Thalassionema nitzschioides* Grun. | | | | + | | | | | |
| *Clavicula biharensis* Pant. | | | | + | | | | | |
| *Clavicula polymorpha* Grun. et Pant. | | | | + | | | | | |
| *Clavicula polymorpha* Grun. et Pant. var. *delicatula* Pant. | | | | + | | | | | |
| *Clavicula* sp. | | | | + | | | | | |
| *Eunotia* sp. | | | + | | | | | | |
| *Cocconeis californica* Grun. var. *menilitica* Pant. | | | + | + | + | + | + | | + |
| *Cocconeis placentula* Ehr. var. *euglypta* (Ehr.) Cl. | | | | | + | + | + | | + |
| *Cocconeis placentula* Ehr. var. *klinoraphis* Geitler | | | + | | | | | | |
| *Cocconeis scutellum* Ehr. var. *stauroneiformis* Sm. | | | | + | | | | | |
| *Cocconeis* sp. | | + | | + | + | | | | |
| *Achnanthes pantocseki* Hajós | | | + | | + | + | + | | |
| *Achnantes* sp. | | + | + | + | + | | | | |
| *Mastogloia splendida* (Greg.) Cl. | | | | + | | | | | |
| *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. | | | | | | | + | | + |
| *Diploneis lacrimans* (A. Schmidt) Hust. | | | | + | | | | | |
| *Diploneis placida* (A. Schmidt) Hust | | | | + | | | | | |
| *Diploneis taschenbergeri* (A. Schmidt) Hust. | | | | + | | | | | |
| *Diploneis* sp. | | | | + | | | | | |
| *Frustulia mártonfii* (Pant.) Hajós | | | | | | | + | | |
| *Anomoeoneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz. var. *güntheri* O. Müll. | | | + | | | | | | |
| *Stauroneis spicula* Dickie | | | | | | | + | | |
| *Navicula cari* Ehr. | | | | + | + | | + | | |
| *Navicula cincta* (Ehr.) Kütz. | | | | | + | | + | | |
| *Navicula halionata* Pant. | | | | | + | + | + | | |
| *Navicula halionata* Pant. var. *directa* Pant. | | | + | | | | | | |
| *Navicula halophila* (Grun.) Cl. | | | + | | | | | | |
| *Navicula heteroflexa* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Navicula heteroflexa* Pant. var. *minuta* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Navicula lyra* Ehr. | | | | + | | | | | |
| *Navicula mutica* Kütz. | | | | | | | + | | |
| *Navicula radiosa* Kütz. | | | | | | | + | + | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Navicula scopulorum* Bréb. var. *triundulata* Meister | | | | | | | + | | |
| *Navicula spectabilis* Greg. | | | | + | | | | | |
| *Navicula* sp. | + | | | + | + | | + | | + |
| *Navicula yarrensis* Grun. | | | | | | + | | | |
| *Pleurosigma angulatum* (Quekett) W. Smith | | | | + | | | | | |
| *Pleurosigma* sp. | | | | + | | | | | |
| *Gyrosima strigile* (W. Sm.) Cl. | | | | + | | | | | |
| *Gyrosima* sp. | | | | | | | + | | |
| *Amphiprora alata* Kütz. | | | | | | | + | | |
| *Amphiprora* sp. | | | | | | | + | | |
| *Amphora bituminosa* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Amphora hevesensis* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Amphora holsatica* Hust. | | | + | | | | | | |
| *Amphora neupauerii* Pant. | | | | | | | + | + | |
| *Amphora protracta* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Amphora striolata* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Amphora* sp. | | | | + | + | + | + | + | |
| *Cymbella* sp. | | | | + | | | + | | |
| *Gomphonema abbreviatum* Ag? Ktz. | | + | | | | | | | |
| *Gomphonema* sp. | | | | | | | + | | |
| *Denticula lauta* Bailey | | | | + | | | | | |
| *Epithemia erucaeformis* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Epithemia* sp. | | | | | + | | | | |
| *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz. | | | | | | | | + | |
| *Rhopalodia* sp. | | | + | | + | | | | |
| *Nitzschia amphibia* Grun. | | | + | + | | + | + | + | |
| *Nitzschia acutiuscula* Hajós | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. | | | | + | + | + | + | + | + |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *acuta* Pant. | + | + | | + | + | + | + | + | + |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *angusta* Hajós | | | | + | | | | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *constricta* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *crumena* Pant. | + | | | | | | | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *filiformis* Hajós | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *hungarica* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *minuta* Pant. | | | | | | + | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *obtusa* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia frustulum* (Kütz.) Grun. var. *perlonga* Pant. | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia hybrida* Grun. | | | | + | | | | | |
| *Nitzschia kützingiana* Hilse | | | + | | | | | | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Nitzschia lorenziana* GRUN. | | | | | | | + | | |
| *Nitzschia obtusa* W. SMITH | | | | + | | | | | |
| *Nitzschia* sp. | | | | + | | + | + | | |
| *Surirella costata* NEUP. | | | + | | + | + | + | | |
| *Surirella striatula* TURP. | | | | + | | | | | |

1. Gyöngyöspata, sportpálya.
2. Gyöngyöspata Csurgó és Csuri-tanya között.
3. Gyöngyöspata, Zám-patak medre.
4. Gyöngyöspata, Meleg-forrástól É-ra.
5. Gyöngyöspata 2. sz. f. 49,0—76,0 m.
6. Gyöngyöspata 2. sz. f. 90,2—90,4 m.
7. Gyöngyöspata 2. sz. f. 106,8—119,0 m.
8. Gyöngyöspata 2. sz. f. 205,0—216,0 m.
9. Gyöngyöspata 2. sz. f. 246,4—246,6 m.

b) Flóra

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| Rhodophyta<br>*Botryococcus braunii* KÜTZ. | | | | | + |
| *Laurentina pinnatifida* GR. | | | + | | + |
| *Furcellaria* sp. | | | | | + |
| *Polysiphonia* sp. | | | | | + |
| Pteridophyta<br>*Equisetum* sp. | | | | | + |
| *Lygodium* sp. (spóra) | | | | | + |
| *Gleichenites hungaricus* PÁLF. | | | | | + |
| *Pteris* sp. | | | | | + |
| Polypodiaceae (spóra) több típus | | | | | + |
| Gymnospermae<br>*Dacrydium* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Pinus (Taeda) trichophylla* SAP. | | + | | | |
| *Pinus* typ. *haploxylon* RUDOLF (pollen) | | | | | + |
| *Pinus* typ. *silvestris* RUDOLF (pollen) | | | | | + |
| *Pinus* sp. | | + | | + | + |
| *Pinites* sp. | + | | | | |
| *Tsuga* sp. (pollen) | | | | | + |
| Taxodiaceae (pollen) | | | | | + |
| Angiospermae<br>Dicotyledoneae<br>*Laurus* sp. | | + | | | |
| *Laurophyllum* sp. | | | | | + |
| *Daphnogene cinnamomea* (ROSSM.) KNOBL. [ = *Cinnamomophyllum polymorphum* (A. BR.) KR. et WLD.] | | | + | | + |
| *Liquidambar* sp. (pollen) | | | | | + |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| *Acacia* sp. | | | | | + |
| *Ceratonia emarginata* A. Br. | | | + | | + |
| *Podogonium oehningense* (Koenig) Kirch. [ = *Podogonium knorrii* (A. Br.)] | | + | + | + | + |
| *Podogonium lyellianum* Heer | | | | | + |
| *Podogonium* sp. | | | + | | |
| *Gleditschia* sp. (fol. et fruct.) | + | | | + | |
| Leguminosae (foliola) | | + | | | |
| *Daphne protogea* Ett. | | + | + | | + |
| *Elaeagnus* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Rhus* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Acer matrense* Varga | | + | | | |
| *Acer* sp. (fruct.) | | + | | + | + |
| *Sapindus falcifolius* (A. Br.) A. Br. | | | + | + | + |
| *Ilex* sp. (pollen) több típus | | | | | + |
| *Celastrus pyrrhae* Ett. | | | + | | + |
| *Rhamnus* sp. | | | + | | + |
| *Zizyphus paradisiacus* (Ung.) Heer | | | + | | + |
| *Berchemia multinervis* (A. Br.) Heer | | + | | + | |
| *Cornus* sp. | | | + | | + |
| *Tilia* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Sterculia* sp. | + | | | | |
| *Olea* sp. | + | | | | |
| Ericaceae (pollen) | | | | | + |
| *Santalum* sp. | + | | | | |
| *Chenopodium* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Banksia longifolia* Ett. | + | | | | |
| *Myrsine celastroides* Ett. | | + | + | + | + |
| *Myrsine doryphora* Ung. | | + | + | | + |
| *Myrsine formosa* Heer | | | + | | + |
| *Myrsine* cfr. *urvillei* Dc. | | + | | + | |
| *Myrsine* cfr. *variabilis* Bl. | | | + | | + |
| *Myrsine* sp. | + | | | | |
| *Bumelia oreadum* Ung. | | | + | | + |
| Sapotaceae (pollen) | | | | | + |
| *Diospyros brachysepala* A. Br. | | + | + | + | + |
| *Ulmus pyramidalis* Goepp. ( = *U. braunii* Heer, *U.* cfr. *longifolia* Ung.) | | + | + | | + |
| *Ulmus* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Zelkova zelkovaefolia* (Ung.) Buz. et Kotl. ( = *Z. ungeri* Kov.) | | | + | | + |
| *Zelkova* sp. (pollen) | | | | | + |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| *Celtis* sp. cfr. *caucasica* Willd. | | | + | | + |
| *Ostrya atlantidis* Ung. (fruct.) | | | + | | + |
| *Betula* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Fagus* sp. (pollen) | + | | | + | + |
| *Quercus mediterranea* Ung. | | | + | + | + |
| *Quercus* sp. | | | | | + |
| *Quercus* sp. (pollen) több típus | | | | | + |
| *Pterocarya* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Carya* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Myrica elongata* Sap. | | | + | | + |
| *Myrica lignitum* (Ung.) Sap. | | + | + | + | + |
| *Myrica* sp. | | | + | | + |
| *Myrica* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Salix longa* A. Br. | | | + | | + |
| Monocotyledoneae<br>*Phragmites oeningensis* A. Br. | | | | | + |
| *Sparganium* sp. (pollen) | | | | | + |
| *Typha latissima* A. Br. | | | + | + | |
| Gramineae (pollen) | | | | | + |
| Gramineae indet. | | | + | + | + |
| Cyperaceae indet. | | | + | + | + |

1. Gyöngyöspatai medence. Vigh Gy. 1939a.
2. Szurdokpüspöki és Gyöngyöspata községtől ÉNy-ra kivezető út melletti tűzkőbánya. Andreánszky G.—Kovács É. 1955.
3. Szurdokpüspöki, alsó diatomaösszlet. Hajós M.—Pálfalvy I. 1961.
4. Gyöngyöspatai diatomapala. Hajós M.—Pálfalvy I. 1961.
5. Szurdokpüspöki, alsó diatomás összlet. Kretzoi M.—Pálfalvy I. 1969.

c) Foraminifera

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Quinqueloculina* sp. | + | | | + | | |
| *Triloculina tricarinata* d'Orb. | + | + | | | | |
| *Miliolina* sp. | | | | + | | |
| *Robulus* cfr. *cultratus* Montf. | | | + | + | | |
| *Dentalina elegans* d'Orb. | | | | + | | |
| *Nodosaria* sp. | | | | + | | |
| *Lagena vulgaris* Will. | | | | + | | |
| *Lagena striata* (d'Orb.) | | | | | + | |
| *Glandulina* sp. | | | | + | | |
| *Globulina spinosa* d'Orb. | | | | + | | |
| *Nonion commune* (d'Orb.) | + | | + | + | | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Nonion granosum* (d'Orb.) | | | | + | | |
| *Nonion boueanum* (d'Orb.) | | | + | + | | + |
| *Elphidium crispum* (L.) | | | + | | | |
| *Elphidium* sp. | + | | | + | | |
| *Elphidium striatopunctatum* (F. et M.) | | | + | | | |
| *Heterostegina* sp. | + | + | | | | |
| *Bulimina elongata* d'Orb. | | | + | + | + | + |
| *Bulimina pyrula* d'Orb. | | | | + | | |
| *Bulimina inflata* Segu. | | | | + | | |
| *Bulimina buchiana* d'Orb. | | | + | | | |
| *Bulimina aculeata* d'Orb. | | | | | + | |
| *Virgulina schreibersiana* Czjz. | | | + | + | | |
| *Bolivina nobilis* Hantk. | | | | + | | |
| *Bolivina plicatella* Cushm. | | | + | | | |
| *Bolivina punctata* d'Orb. | | | + | | | |
| *Bolivina* sp. | | | | + | | |
| *Reusella spinulosa* (Rss.) | | | | + | | |
| *Uvigerina tenuistriata* Rss. | | | + | | | |
| *Discorbis rosacea* (d'Orb.) | + | + | + | | | |
| *Rotalia beccarii* (L.) | + | + | + | + | + | |
| *Rotalia papillosa* Brady | | | + | + | | |
| *Asterigerina rosacea* d'Orb. | | | | + | | |
| *Asterigerina planorbis* (d'Orb.) | | | + | | + | |
| *Amphistegina radiata* F. et M. | | | + | | | |
| *Amphistegina* sp. | | | | + | | |
| *Cassidulina subglobosa* Brady | | | | + | | |
| *Globigerina quadrilobata* d'Orb. | | | | + | | |
| *Globigerina bulloides* d'Orb. | | | | + | + | |
| *Globigerina regularis* d'Orb. | | | | + | | |
| *Globigerina* sp. | | + | | | | + |
| *Globigerinoides triloba* (Rss.) | | | | + | + | + |
| *Orbulina universa* d'Orb. | | | | + | | |
| *Orbulina* sp. | | | | | + | |
| *Cibicides lobatulus* (W. et J.) | + | | | + | | |
| *Cibicides dutemplei* (d'Orb.) | | | | + | | |

1. Gyöngyöspatai medence, Lapos-major. Vigh Gy. 1939a.
2. Szurdokpüspöki medence. Kiss-Kocsisné 1954.
3. Hasznos IV. sz. fúrás. Vitális S.: fúrási rétegsor és Koreczné (in Hajós M. 1968).
4. Szurdokpüspöki. Hajós M. 1968.
5. Gyöngyöspata 2. sz. f. 122,7—148,2 m. } Koreczné (in Csillagné 1966f).
6. Gyöngyöspata 2. sz. f. 169,2—190,0 m. }

d) Makrofauna

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Spongiaria | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Latrunculia* sp. | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| *Stelletta* sp. | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| *Geodia* sp. | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| *Sphaeraster* sp. | | | | | | | | | | + | | + | + | | | |
| Szivacstűk | | | | | | | | | | + | + | + | | + | + | |
| Vermes | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Serpula* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| Mollusca | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Scaphopoda | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dentalium* sp. | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Pecten* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Ostrea neglecta* Micht. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Lucina* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Loripes dentatus* Defr. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Megaxinus incrassatus* Dub. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Megaxinus transversus* Bronn. var. *perculatus* Sacco | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cardium hians danubiana* May. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Cardium* cfr. *irregulare* Eichw. | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| *Cardium edule* L. var. | | | | | | + | | | | + | + | | | | | |
| *Cardium* cfr. *paucicostatum* Sow. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Cardium (Cerastoderma) michelottianum* May. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cardium (Trachicardium) multicostatum* Broc. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cardium* sp. | | | | | | | | | | + | + | | | | | |

*103. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Pitaria italica* DEFR. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Dosinia exoleta* E. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Dosinia* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Venus* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Ervilia pusilla* PHIL. | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Ervilia* sp. | | | | + | | | | | | + | | | | | | |
| *Mactra* sp. | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| *Solenocurtus* sp. | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Abra alba* (WOOD) var. *pellucida* (BROCC.) | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| *Tellina* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Aloidis (Varicorbula) gibba* (OLIVI) | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Aloidis* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Thracia* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| Gastropoda<br>*Hydrobia stagnorum* (GMELIN) | | | | | + | + | | | | + | + | | | | | |
| *Hydrobia* cfr. *syrmica* NEUM. | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| *Hydrobia* sp. | | | | | | | | + | | + | | | | | | |
| *Prososthenia* cfr. *sepulcralis* PARTSCH | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| *Turritella* aff. *badensis* SACCO | | | | | | | | + | | | + | | | | | |
| *Turritella turris* BAST. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Calyptraea* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Pereiraea gervaisi* VÉZ. | | | | | | + | + | + | | | + | | | | | |
| *Natica* sp. | | | | | | | | + | | | + | | | | | |
| *Ringicula* sp. | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| *Carychium* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Galba truncatula* (MÜLL.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Limnaea palustris* (MÜLL.) foss. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planorbarius corneum* (L.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planorbarius cornu* (BRONGN.) | | + | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Anisus spirorbis* (L.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Anisus leucostomus* (MILL.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Anisus* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hippeutis complanata* (L.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Segmentina nitida* (MÜLL.) | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Pupa* sp. | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Gastrocopta nouletiana* (DUP.) | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Clausilia* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Triptychia* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Oleacina* cfr. *eburnea* K. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hyalina (Polita)* cfr. *miocaenica* ANDR. | | + | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Helicella* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cepaea* cfr. *delphinensis* (FONT.) | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Procampylaea* cfr. *lóczyi* GAÁL | | + | + | | | | | | | | | | | | | |
| *Galactachilus* sp. | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Crustacea<br>Ostracoda | | | | | | | | | | + | | | | + | + | |
| *Candona* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cypris* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Macrocypris* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cytheridea acuminata* BOSQU. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cytheridea hungarica* ZAL. | | | | | | | | | + | | + | | | | | |

*103. tábla folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Cytheridea mülleri* MÜNST. | | | | | | | | | + | | + | | | | | |
| *Cytheridea* cfr. *perforata* ROEM. | | | | + | | | | + | | | + | | | | | |
| *Cytheridea punctillata* G. S. BRADY | | | | | | | | | + | | + | | | | | |
| *Cytheridea* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cythereis* sp. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cytherella* sp. | | | | + | | | | + | | | | | | | | |
| Echinodermata<br>Echinoidea tüskék | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| Vertebrata<br>Halpikkelyek | | | | | | | | | | + | + | | | | | |
| Halfogak | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Clupea longimana* HECK. | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Leuciscus zagyvaensis* B. BEM | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Deinotherium* aff. *bavaricum* (VON MEYER) | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Gomphotherium angustidens* (CUVIER) | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Macrotherium grande* (LARTET) | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Brachypotherium brachypus* (LARTET) | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| „*Aceratherium*" *tetradactylum* (LARTET) | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Rhinocerotidarum* gen. et sp. indet. | | | | | | | | | | | | | | | | + |

1. Szűcsi és Szurdokpüspöki határában. SZABÓ J. 1868.
2. Szűcsi, édesvízi mészkő. } SÜMEGHY J. 1924.
3. Szűcsi, márga. }
4. Gyöngyöspatai medence. VIGH GY. 1939a.
5. Szurdokpüspöki medence Ny-i része.
6. Szurdokpüspöki medence. A Dobogó-hegy DNy-i oldalán levő kovaföldbánya. } SCHRÉTER Z. 1953.
7. Szurdokpüspöki medence. A Danka-patáki Puskaporos-kúttal szembeni árok. }
8. Szurdokpüspöki medence. KISS-KOCSISNÉ 1954.
9. Szurdokpüspöki III. sz. f. 9,4—13,55 m. ZALÁNYI B. 1959.
10. Hasznos IV. sz. f. SCHRÉTER Z. (in HAJÓS M. 1968).
11. Szurdokpüspöki. ZALÁNYI B. és SCHRÉTER Z. (in HAJÓS M. 1968).
12. Gyöngyöspata 2. sz. f. 106,8—119,0 m. } HAJÓS M.
13. Gyöngyöspata 2. sz. f. 205,0—216,0 m. } (in CSILLAGNÉ 1966f).
14. Gyöngyöspata 2. sz. f. 122,7—148,2 m. } KORECZNÉ
15. Gyöngyöspata 2. sz. f. 169,2—190,0 m. } (in CSILLAGNÉ 1966f).
16. Szurdokpüspöki alsó diatomás összlet. KRETZOI M.—PÁLFALVY I. 1969.

b) „Lajta-összlet"

*Tufitos mészkő, homok, homokkő*

A hegység nyugati szegélyén és a gyöngyöspatai medencében kis, egymástól elszigetelt foltokban, gazdag, uralkodóan *Molluscákból* és *Foraminiferákból* álló, tortonai faunát tartalmazó, tengeri—partszegélyi kifejlődésű, változatos kőzettani felépítésű összlet foszlányai találhatók a felszínen. Feküje többnyire a tortonai középső andezitösszlet piroklasztikuma, ritkábban a diatomás rétegek (Szurdokpüspöki, Hajós M. 1968), vagy a diatomás összletbe tartozó riolittufa (Puskaporos-kút, Schréter Z. 1953). A diatomás összletnél fiatalabb korát bizonyítja az is, hogy a Puskaporos-kútnál szögletes diatomaföldtörmeléket zárt magába (Vigh Gy. 1939a).

A lajta-összletet túlnyomóan tufás mészkőrétegek építik fel. Jellegzetes feltárása látható a tari Szalajka-völgy északi oldalán, a 257,8 m-es magassági ponttól nyugatra, mintegy 100 m-re. A tortonai andezittufára itt kemény, durva, kevés ősmaradványt tartalmazó mészkő települ. Ezen számos tufitos betelepülés és sok horzsaköves dácittufa-törmelék, valamint kövületeket tartalmazó mészkő található, majd a rétegsort mésztufa jellegű kőzet zárja le. A Madarász-patak és a Csertő-patak közötti gerinc vége szintén kövületes, tufás mészkövet tárt fel (id. Noszky J. 1927). Szurdokpüspöki környékén vulkáni eredetű anyagot nem tartalmaz, színe sárgásbarna, kifejlődése lemezes—réteges, likacsos, ez utóbbiakat apró kalcitkristályok kérgezik be (Hajós M. 1968). A Danka-patak és Zám-patak közötti domb DNy-i oldalát lithothamniumos—foraminiferás, gumós mészkő darabjai és nagyobb tömbjei borítják (Schréter Z. 1953). Gyöngyöspatától északra, a Meleg-forrás környéki gyümölcsösben ismét tufitos kifejlődésben jelenik meg. Színe sárgásfehér, a karbonátos kötőanyagba sok ősmaradvány-töredék, 0,5 mm-nél kisebb koptatott andezit- és oxiandezit-törmelék, 0,1—1,0 mm-es plagioklász- és kevés hasonló nagyságú biotitkristály ágyazódik.

A lajta-összlet homokos—homokköves kifejlődése ritkább. A Puskaporos-kútnál az összlet bázisát 5 cm vékonyan rétegzett mészkő képezi, erre 16 cm vastag andezitkavicsokból álló aprószemű konglomerátum, majd 1—2 m sárgásszürke, meszes laza homokkő és homok települ, melynek anyaga részben áthalmozott andezittufa (Schréter Z. 1953). Meszes, foraminiferás homokkő törmeléke található a Dobogó-hegy (Schréter Z. 1953), valamint a Lapostanya környékén (Vigh Gy. 1939a). A Nagyhársas ÉNy-i részén a hasznosi Kövicses-patak völgyében, a tari Csevicés-völgy déli oldalán sárga, agyagos, tufitos, foraminiferás homok alakjában fejlődött ki.

A hegység nyugati és déli peremén mélyített fúrások több helyen harántoltak tortonai üledékes kőzeteket. Az összlet nyugaton viszonylag vékony (Pásztó 2. sz. fúrás, 26 m), délen azonban jelentős vastagságú (Gyöngyöshalász 2. sz. fúrás, 303,5 m). Feküjét csak ez a két fúrás érte el, mindkét esetben a középső rétegvulkános andezitösszletre települ. Fedőjét alsópannóniai (Gyöngyöshalász 2., Nagyréde 63/31) vagy szarmata (Jobbágyi 1., Pásztó 1., 2., Visonta 156/A—I) képződmények alkotják. Kőzettani kifejlődése a felszíni, peremi előfordulásoktól eltérő, a fúrásokkal feltárt rétegösszlet mélyebb-, nyíltvízi kifejlődésre utal. Átmeneti kifejlődést jelez a felszínen helyenként megtalálható meszes—tufitos homok, homokkő. A fúrásokból megismert tortonai üledékes összlet a hegység nyugati peremén agyaggal váltakozó glaukonitos homokkő, legkeletibb feltárása (Visonta 156/A—I) pedig aleuritos meszes márga, homokos agyagmárga és homokkő többszörösen váltakozó rétegeiből épül fel.

*104. táblázat*

**A lajta összlet ősmaradványai**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rhodophyta | | | | | | | | | | | |
| *Lithothamnium ramosissimum* Rss. | + | | | | | | | | | | |
| *Lithothamnium* sp. | | | | | | | | | + | | |
| Foraminifera | | | | | | | | | | | |
| *Spiroplectammina deperdita* (d'Orb.) | | | | | | | | | | + | |
| *Quinqueloculina* sp. | | | | | | | | + | + | | |
| *Triloculina consobrina* d'Orb. | | | | | | | | | | + | |
| *Robulus* cfr. *vortex* (F. et M.) | | | | | | | | | | + | |
| *Robulus* sp. | | | | | | | | | + | | |
| *Dentalina* sp. | | | | | | | | | | + | |
| *Frondicularia* sp. | | | | | | | | | | + | |
| *Nonion commune* (d'Orb.) | | | | | | | | | | + | |
| *Nonion pompilioides* (F. et M.) | | | | | | | | | | + | |
| *Elphidium crispum* (L.) | | | | | | | | + | | + | |
| *Elphidium macellum* F. et M. | | | | | | | | | | + | |
| *Elphidium* sp. | | | | | | | | | | + | |
| *Heterostegina costata* d'Orb. | | + | | + | | | | | | | |
| *Heterostegina* sp. | | | + | | | | | | | | |
| *Bulimina inflata* Segu. | | | | | | | | | | + | |
| *Bulimina* sp. | | | | | | | | | | + | |
| *Bolivina elongata* Hantk. | | | | | | | | | | + | |
| *Bolivina* sp. | | | | | | | | | | + | |
| *Discorbis* cfr. *planorbis* Brady | | | | | | | | + | + | + | |
| *Gyroidina soldanii* d'Orb. | | | | | | | | | | + | |
| *Eponides umbonatus* (Rss.) | | | | | | | | | | + | |
| *Eponides* sp. | | | | | | | | + | | | |
| *Rotalia beccarii* L. | | | | | | | | + | | + | |
| *Rotalia papillosa* Brady | | | | | | | | + | + | | |
| *Amphistegina vulgaris* d'Orb. | | + | | | | | | | | | |
| *Amphistegina* cfr. *lessoni* d'Orb. | | | | | | | | | | + | |
| *Amphistegina* sp. | | | + | | | | | | + | | |
| *Globigerina bulloides* d'Orb. | | | | | | | | + | | + | |
| *Globigerina* sp. | | | + | | | | | | | | |
| *Cibicides lobatulus* (W. et J.) | | | | | | | | | + | | |
| *Cibicides dutemplei* (d'Orb.) | | | | | | | | | | + | |
| *Cibicides ungerianus* (d'Orb.) | | | | | | | | | | + | |
| Spongiaria | | | | | | | | | | | |
| Szivacstűk | | | | | | | | | + | + | |

*104. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vermes | | | | | | | | | | | |
| *Serpula* sp. | | + | | + | | | | | | | |
| Brachiopoda | | | | | | | | | | | |
| *Terebratula grandis* Bl. | + | | | | | | | | | | |
| Mollusca | | | | | | | | | | | |
| Scaphopoda | | | | | | | | | | | |
| *Dentalium incurvum* Ren. | + | | | | | | | | | | |
| *Dentalium* sp. | | + | + | | | | | | + | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | | | |
| *Leda fragilis* Chemn. | | | | | | + | | | | | |
| *Arca diluvii* Lam. | + | | | | | | | | | | |
| *Arca* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Chlamys malvinae* (Dub.) | + | | | | | | | | | | |
| *Chlamys latissimus* Brocc. | + | | | | + | | | | | | |
| *Pecten aduncus* Eichw. (töredék) | | | | | | | | | | | + |
| *Pecten* sp. | + | + | | + | | | | | | | |
| *Lima subauriculata* Mont. | + | | | | | | | | | | |
| *Ostrea lamellosa* Brocc. | + | | | | | | | | | | |
| *Ostrea cochlear* Poli | + | | | | | | | | | | |
| *Ostrea* sp. | + | | | + | | | | | | | |
| *Cardita schwabenaui* Hörn. | | | | | | + | | | | | |
| *Cyprina girondica* Ben. | | | | | | | | | | | + |
| *Divaricella ornata* Ag. | + | | | | | | | | | | |
| *Phacoides (Linga) columbella* Lam. | | | | | | | | | | | + |
| *Loripes dujardini* Des. | + | | | | | | | | | | |
| *Loripes dentatus* Bast. | + | | | | | | | | | | |
| *Lucina* sp. | | + | | | | | | | | | + |
| *Cardium turonicum* May. | | + | | | | | | | | | |
| *Cardium (Ringicardium) hians danubianum* May. | | | | | | + | | | | | |
| *Cardium clavatum* Hilber | + | | | | | | | | | | |
| *Pitaria (Paradione) chione* Lam. | | | | | | | | | | | + |
| *Meretrix* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Venus umbonaria* Lam. | + | | | | | | | | | | |
| *Venus (Clausinella) basteroti* Desh. | | | | | | | | | | | + |
| *Tapes* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Mactra* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Angulus (Oudardia) compressa* (Brocci) | | | | | | + | | | | | |
| *Tellina* sp. | + | | | | | | | | | | |
| *Solen subfragilis* Eichw. | + | | | | | | | | | | |
| *Panopea menardi* Desh. | | + | | + | | | | | | | |

*104. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Pleurodesma mayeri* HÖRN. | + | | | | | | | | | | |
| Gastropoda<br>*Clanculus araonis tuberculata* EICHW. | | | | | | + | | | | | |
| *Neritina picta* FÉR. | + | | | | | | | | | | |
| *Turritella (Haustator) badensis* SACCO | | | | | | | | | | | + |
| *Turritella (Archimediella) subarchimedis* D'ORB. | | | | | | + | | | | | + |
| *Turritella* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Protoma cathedralis paucicincta* SACCO | | | | | | + | | | | | |
| *Architectonica simplex* BRONN. | | | | | | + | | | | | |
| *Cerithium exdoliolum* SACCO | + | | | | | | | | | | |
| *Polynices* sp. | | | | | | | | | | | + |
| *Natica (Lunatia) catena helicina* BROCC. | | | | | | | | | | | + |
| *Buccinum* sp. | + | | | | | | | | | | |
| *Nassa costulata* BROCC. | + | | | | | | | | | | |
| *Nassa restituana hörnesi* MAY. | | | | | | + | | | | | |
| *Nassa (Caesia)* cfr. *inconstans* H. et AU. | | | | | | + | | | | | |
| *Ancilla glandiformis* LAM. | + | | | | | + | | | | | |
| *Oliva clavula* LAM. | + | | | | | | | | | | |
| *Conus fuscocingulatus* BRONN | | + | | | | | | | | | |
| *Ringicula auriculata buccinea* BR. | | | | | | + | | | | | |
| *Mitra* sp. (?) | | | | | | | | | | | + |
| Crustacea<br>Ostracoda | | | | | | | | | + | + | |
| *Cytheridea punctillata* G. S. BRADY | | | | | | | + | | | | |
| *Cythereis* aff. *dadayi* ZAL. | | | | | | | + | | | | |
| *Cythereis* aff. *perforata* ZAL. | | | | | | | + | | | | |
| *Cythereis sarmatica* ZAL. | | | | | | | + | | | | |
| *Cythereis* n. sp. ZAL. | | | | | | | + | | | | |
| Echinodermata<br>Echinoidea<br>*Spatangus austriacus* LAUBE | + | | | | | | | | | | |
| Spatangidea tüskék | | | | | | | | | | + | |
| Echinoidea tüskék | | | | | | | | | + | + | |

1. Mátraháza, Koklica-hegy D-i oldala. SCHAFARZIK F. 1892.
2. Ágasvár alatt a Csevicés-völgyben. ID. NOSZKY J. 1912a.
3. Gyöngyöspatai medence, Havas-hegy Ny-i lejtője. VIGH GY. 1939a.
4. Szurdokpüspöki medence. SCHRÉTER Z. 1953.
5. Szurdokpüspöki medence. KISS-Kocsisné 1954.
6. Tar, Szalajka-patak völgye. CS. MEZNERICS I. 1951a.
7. Jobbágyi 2. sz. f. ZALÁNYI B. 1955.
8. Hasznos, Csevice-völgy. KORECZNÉ LAKY I. (in SZENTES GY. 1969b).
9. Gyöngyöspata, Meleg-forrástól É-ra. KORECZNÉ LAKY I. (in CSILLAGNÉ 1966f).
10. Visonta 156/A-I. sz. f. 368,1—401,8 m. JÁMBOR Á.-NÉ: fúrási rétegsor.
11. Tar, Szalajka-völgy középső szakasza. BOHNNÉ HAVAS M. (in SZENTES GY. 1969b).

A glaukonitos homokkőrétegek kalcium-karbonát-tartalma 2—20%, átlagosan 8%. Az agyagfrakció 5—40% közötti, hasonló a kőzetliszt és homok mennyisége is. Ásványos összetételében a kvarc uralkodik, mellette földpát, muszkovit, biotit, magnetit, amfibol, ritkán rutil, cirkon, turmalin, apatit vesz részt a kőzet felépítésében. Gyakoriak a metamorf eredetű ásványok (gránát, klorit, epidot, zoizit, disztén) is, mennyiségük helyenként (Pásztó környékén) a vulkáni eredetű ásványokét meghaladhatja. Faunája gazdag, a Visonta 156/A—I. sz. fúrás *Foraminifera*-együttese felsőtortonai, ezen belül a legfelső „rotáliás" szintet képviseli (JÁMBOR Á.-NÉ in CSILLING L.—BÁLDI T. 1963).

A lajta-összlet ősmaradványait a 104. táblázat szemlélteti.

## Szarmata emelet

Szarmata képződmények felszínről és mélyfúrásból csak ÉNy-on Pásztóról és DK-en a Kisnána—Verpelét környéki előtérből ismertek. A két terület kőzettanilag eltérő kifejlődésű.

Pásztó környékén a hegységperemtől távolabb eső fúrásokkal (Pásztó 1., 2. sz. fúrás) feltárt összletben a tortonai kőzetekre faunával igazolható szarmata tengeri képződmények, *agyag-*, *agyagos homok-*, *homokos agyagrétegek* települnek, vékony homok, homokkő, agyagmárga és tufitbetelepülésekkel. Az agyag illites, a homok igen finomszemű, csillámos, gyakori a kőzetliszt is. Az egyes rétegek $CaCO_3$-tartalma 0,0—19,92% közötti. A kőzetek összetételében uralkodó a kvarc, gyakori a muszkovit, földpát, biotit, klorit, amfibol, pirit és gránát, ritka a magnetit, cirkon, disztén, metamorf turmalin és epidot. A felszínen egyetlen feltárásban ismert: a tari Csonkás-erdő alján levő mély árkokból (ID. NOSZKY J. 1927), ahol növénylenyomatos agyag bukkan ki.

Ugyanitt a felsőmiocén tengerből már kiemelkedett hegységperemen szarmata korú *terresztrikus összlet* halmozódott fel. Általában a középső rétegvulkános összletre, néhol a tortonai üledékes kőzetekre (lajta-összlet) települ diszkordánsan. Vastagsága helyenként (Tar környékén) a 100 m-t is eléri, máshol (Hasznos 4. sz. fúrás) 30 m körüli. Anyaga uralkodóan áthalmozott dácit- és andezittufa, melybe kavics-, andezitgörgeteg-, ritkán homok-, homokos agyag- vagy tarkaagyag-rétegek települnek.

Az *áthalmozott tufa* általában laza, horzsaköves. Szemnagysága változó. Helyenként (pl. a hasznosi Vár-hegy lába) osztályozott, az ásványszemcsék a 0,1 mm-es nagyságot ritkán haladják meg, a törmelékanyag is kisebb 0,4 mm-nél, máshol (pl. a hasznosi Kövicses-patak középső szakasza) a kristályok nagysága a 2—3 mm-t is eléri, és ennek megfelelően nő a törmelék átmérője is. Ásványai zónás plagioklász, mely uralkodóan $An_{30-40}$ összetételű andezin, kevés szanidin, változó mennyiségű biotit. A kvarc megjelenési módja és mennyisége nem egységes. A hasznosi Vár-hegy környékén például több kvarcszemcse található a kőzetben, mint az eredeti dácittufában, és ezek többnyire gyengén koptatottak. A Kövicses-patak környékén ezzel szemben csak az eredeti tufából származó kevés, apró, ép kvarckristály észlelhető. Az áthalmozott tufában helyenként szivacstűk, ritkán *Diatoma*-vázak találhatók.

A *kavicsok* átmérője általában 3—5 cm körüli, anyaga ezen a területen uralkodóan a mátrai vulkanizmus képződményeinek legömbölyödött, koptatott törmelékéből áll. Megtalálható azonban az idegen területről származó homokkő, kvarcit, kvarc, lidit, ritkán kristályos pala anyagú kavics is.

Az *andezitgörgetegek* nagysága és koptatottsága erősen ingadozó, anyaga a hegységet felépítő vulkáni kőzetekből származik.

A hegység délkeleti előterében a szarmata összlet partszegélyi kifejlődése a középső rétegvulkános andezitösszlettel a felszínen ma 200—290 m magasságban érintkezik, valószínű azonban, hogy a transzgresszió nagyobb területet érintett, a mai formákat pedig a későbbi denudáció alakította ki. A partoktól távolabbi, sekélyvízi rétegei (Visonta 156/A—I. sz. fúrás) tortonai üledékes kőzetekre települnek éles határ nélkül, üledékfolytonossággal (Csilling L.—Báldi T. 1963). A szarmata bázisán e területen *agyagos képződmények* települnek. Az agyaghoz vulkáni eredetű anyag keveredik, mely származását tekintve kétféle.

A partszegélyen a tortonai vulkáni összlet közelében legömbölyödött, koptatott, 1—2 cm átmérőjű, változatos anyagú andezit, kisebb mennyiségben andezittufa és horzsakőtörmelék található az anyagban. A bázison ezek a sok andezittörmeléket tartalmazó rétegek vannak túlsúlyban, míg feljebb a törmelékanyag mennyisége csökken, a finomszemcsés kőzetek válnak uralkodóvá. Szép példája ennek a Kisnána 3/1. sz. fúrás szelvénye, ahol a 30,8 m vastag tufitos agyagösszlet alsó 12 m-es szakaszán két 3,5 m és 5,5 m-es durvább törmelékes és két 1,7 m-es, ill. 1,3 m-es finomszemcsés kőzetekből álló szint van, felső szakaszán az arány fordítottá válik, a finomszemcsés kőzetrétegek 5,8 és 9,9 m-esek, a durvább törmelékesek pedig 1,2 és 1,9 m-esek. Az összlet legfelső szintje, valamint a partoktól távolabbi rétegek durvább törmeléktől mentesek. Az agyagrétegekhez vulkáni tufa is keveredik. Az igen apró, 0,3 mm-nél kisebb plagioklász, kevesebb kvarc-, biotit-, elvétve szanidinszemcsék a szarmata korú felső riolittufa szórásából származnak, és az összes fáciesövben megtalálhatók. A változó mennyiségű és különböző eredetű vulkáni anyagot magába záró agyag montmorillonitból, alárendelten kaolinitből áll. Színe barna vagy barnásszürke, helyenként világossárga vagy barnássárga.

Az előbbi összlet a felsőbb szintekben, a partszegélyen (Domoszló és Kisnána környéke, Domoszló 2. sz. és Kisnána 3/1. sz. fúrás) homokossá válik. A homokrészleg finomszemcsés, koptatott kőzetüveg és kvarcszemcsékből, valamint muszkovitpikkelykékből áll. *Homokos agyag-, agyagos homokrétegek* különböztethetők meg. Képződésével egyidőben a szarmata felső riolittufát szolgáltató vulkanizmus időnként megélénkült és az üledékes kőzetek közé *riolittufa-* ill. tufitpadok települtek. Legalsó szintje (Domoszló 2. sz. fúrás 36,5—40,5 m) uralkodóan 4—5 cm átmérőjű horzsakőtörmelékből áll, melyhez kevés üledékes eredetű anyag — 1—2 mm-es legömbölyödött andezittörmelék, koptatott kvarcszemcse, muszkovitpikkelyke — keveredik. Felsőbb szintjei üledékes eredetű anyagot nem tartalmaznak, finomszemcsések, színük fehér, esetleg sárgás árnyalatú. Néhány $\mu$-tól 1 mm-ig terjedő átmérőjű, leggyakrabban 0,1—0,3 mm-es kőzetüveg- és horzsakőszilánkokból, valamint plagioklász-, kvarc-, ritkábban biotit- és szanidinkristályokból állnak, elvétve egy-egy amfibol-, magnetit-, rutilszemcsét tartalmaznak. Vízben történt leülepedésüket gyengén rétegzett kifejlődésük jelzi, 0,05—0,3 mm-es szemnagyságú szintek váltakoznak kissé durvább padokkal, melyekben a szemcsék egy részének átmérője az 1 mm-t is eléri.

A partszegélytől távolabb a vulkáni paroxizmusokra ezen a területen csak az üledékes kőzetek egyes szintjeiben található néhány biotit-, plagioklász- vagy kvarckristály utal. Ezt a sekélyvízi összletet tárta fel a Visonta 156/A—I. és a Kisnána 2. sz. fúrás. Uralkodóan *homokos agyag* és *agyagos homokrétegek* építik fel, néhány *homokkő-* és *márgabetelepüléssel*, egyes szintekben gazdag csökkentsósvízi faunával. A felszínen csak a Hátsó-Tarnócától keletre talál-

ható, tektonikusan kiemelt helyzetben. Kibúvásai az összlet különböző szintjeit tárják fel, azonban mivel az egyes kőzetváltozatok az összletben többszörösen ismétlődnek, így a feltárások szintbeli helyzete nem tisztázható. A Hátsó-Tarnóca völgyében 154 m magasságban (Verpelét—Domoszló-i „Postaút", VIGH GY. 1939a) finomszemcsés kemény, csillámos, ősmaradvány-tartalmú márgát tár fel a patak. Túrómező-pusztától északkeletre a homoktartalom megnő, csillámos—homokos márga, illetve felette csillámos—márgás homok észlelhető. A sárgásszürke homokos márgában a karbonátos agyag mellett sok, különböző mértékben koptatott, 0,2 mm-nél kisebb kvarcszemcse és muszkovitpikkelyke, továbbá kevés hasonló nagyságú kvarcit- és plagioklásztöredék, ritkán biotit ismerhető fel. Az agyagos homok összetétele az előbbihez hasonló, csak a 0,1—0,2 mm-es, ritkán 0,4 mm körüli nagyságú kvarcszemcsék mennyisége több. A Kecskehát környékén a sárgásszürke agyagos homok 0,1—0,3 mm-es kvarcból, muszkovitból, alárendelten biotitból és kőzettörmelékből áll, kevés agyagos—karbonátos kötőanyaggal. Itt a felszínen egy-egy 1 cm körüli átmérőjű kvarckavics is található, melynek eredete valószínűleg a Kecskeháttól délkeletre fekvő vízmosások völgyfőjében feltárt szarmata korú kavicsszintre (SCHRÉTER Z. 1950) vezethető vissza. A Kecskeháttól délre a márgás rétegek homokos agyagba és agyagos homokba mennek át.

További elegyesvízi szarmata kőzetkibúvásokat említ VIGH GY. (1939a) Domoszló község északi végéről (kövületes agyagos tufa és márga), a Farkasvölgyből (tufás és homokos agyag; laza, meszes homok; agyag; laza, agyagos mészkő) és a Verpelét és Tarnaszentmária közötti Bika-hegyről.

A szarmata összlet zárótagja a felszínen a hegységperemen Domoszlótól a Hátsó-Tarnócáig végig követhető, valamint a Kisnána 3/1. és Domoszló 2. sz. fúrások felső szintjeiben harántolt *áthalmozott kavicsos riolittufit* (89. ábra),



*89. ábra.* Keresztrétegzett, áthalmozott riolittufit — Kisnána
*Textfig. 89.* Cross-bedded, redeposited rhyolitic tuff — Kisnána

*105. táblázat*

**A szarmata összlet ősmaradványai**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Algae | | | | | | | | | |
| *Melosira* sp. | + | | | | | | | | |
| Foraminifera | | | | | | | | | |
| *Quinqueloculina seminula* (L.) | | | | | + | | | | |
| *Quinqueloculina* sp. | | | | + | | | | | |
| *Triloculina* cfr. *consobrina* D'ORB. | | | | + | | | | | |
| *Nonion depressulum* (W. et J.) | | | | + | | | | | |
| *Nonion commune* (D'ORB.) | | | | + | | | | | |
| *Nonion umbilicatum* (MONTAGU) | | | | + | | | | | |
| *Elphidium crispum* (L.) | | | | + | + | | | | |
| *Elphidium striatopunctatum* (F. et M.) | | | | + | | | | | |
| *Elphidium subnodosum* (MÜNST.) | | | | + | | | | | |
| *Elphidium aculeatum* (D'ORB.) | | | | + | | | + | | |
| *Elphidium reginum* (D'ORB.) | | | | + | | | + | | |
| *Elphidium imperatrix* (W. et J.) | | | | + | | | | | |
| *Elphidium macellum* (F. et M.) | | | | | | | + | | |
| *Elphidium* sp. | | | | + | | | + | | |
| *Bulimina* sp. | | | | + | | | | | |
| *Bolivina* cf. *punctata* D'ORB. | | | | + | | | | | |
| *Discorbis* cfr. *globularis* D'ORB. | | | | | | | + | | |
| *Rotalia beccarii* L. | | | | + | | | + | | |
| Porifera | | | | | | | | | |
| Szivacstűk és gemmulák | | | | + | + | | | | |
| Mollusca | | | | | | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | |
| *Modiola incrassata* D'ORB. | | | | | | + | | | |
| *Modiola* sp. | | | | | + | | | | |
| *Musculus sarmaticus* (GATUEV) | | | | | | + | | | + |
| *Cardium vindobonense* (PARTSCH) LASKAREV | | | | | | | | + | + |
| *Cardium latisulcatum* MÜNST. | | | | + | + | + | | | |
| *Cardium plicatofittoni* SINZOV | | | | | | + | | | + |
| *Cardium* sp. | | + | + | | + | | | | |
| *Tapes* sp. | | | + | | | | | | |
| *Ervilia dissita podolica* EICHWALD | | | | | | + | | | + |
| *Ervilia* sp. | | + | | | | | | | |
| *Mactra vitaliana* D'ORB. | | | | | | + | | | |
| *Mactra vitaliana eichwaldi* LASKAREV | | | | | | | | | + |
| *Mactra fragilis* LASKAREV | | | | | + | | | | |
| *Mactra* sp. | | | + | | | + | | | |

*105. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Abra reflexa* (Eichwald) | | | | | + | + | | | |
| *Solen subfragilis* (Eichwald) M. Hörnes | | | | | + | | | | |
| Gastropoda | | | | | | | | | |
| *Calliostoma anceps* (Eichw.) | | | | | | | | + | + |
| *Calliostoma angulata* (Eichw.) | | | | | | + | | | + |
| *Calliostoma poppelacki* Partsch | | | | | | + | | | |
| *Trochus* sp. | | | | | + | | | | |
| *Neritina* sp. | | | + | | | + | | | |
| *Clithon (Vittoclithon) pictus pictus* Férussac | | | | + | + | + | | + | + |
| *Clithon* sp. | | | + | | | | | | |
| *Hydrobia stagnalis stagnalis* (Basterot) | | | | | | | | + | + |
| *Hydrobia stagnalis suturata* Fuchs | | | | | | | | + | + |
| *Hydrobia frauenfeldi* (M. Hörnes) | | | | | | | | + | |
| *Hydrobia hörnesi* Friedb. | | | | | | + | | | |
| *Hydrobia* sp. | | | | | | + | | | |
| *Pyrgula eugeniae* (Neumayr) | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) inflata inflata* Andrz. | | | | | | + | | + | + |
| *Rissoa (Mohrensternia) inflata sarmatica* Friedberg | | | | | | | | + | + |
| *Rissoa (Mohrensternia) inflata hydrobioides* Hilber | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) angulata angulata* Eichwald | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) angulata sturiaca* Hilber | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) friedbergi* Senes | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) longa* Senes | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) pseudosarmatica* Friedb. | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia) pseudoangulata* Hilber | | | | | | | | + | |
| *Rissoa (Mohrensternia)* sp. | | | | | | + | | | |
| *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sowerby) | | + | | | | | | | |
| *Pirenella picta picta* (Defrance) | | | | | | + | | + | + |
| *Pirenella picta mitralis* (Eichwald) | | + | + | + | + | | | | |
| *Terebralia bidentata lignitarum* Eichw. | | | | | | | | + | + |
| *Alaba* ex aff. *adela* Cossmat | | | | | | | | + | |
| *Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* (Eichw.) | | | | | | | | + | + |
| *Cerithium (Thericium) palatinum* Kokay | | | | | | | | + | |
| *Cerithium (Thericium)* sp. | | + | + | | | + | | | |
| *Polinices catena helicina* (Brocc.) | | | | | | | | + | |
| *Ocinebrina sublavata sublavata* (Basterot) | | | | + | + | + | | + | |
| *Natica* sp. | | | | | + | | | | |
| *Murex* sp. | | | | | | + | | | |
| *Fusus* sp. | | | + | | | | | | |

*105. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Bulla* sp. | | | | | | + | | | |
| *Retusa truncatula* (ADAMS) | | | | | | | | + | |
| *Actaeocina lajonkaireana* BASTEROT | | | | | | + | | + | + |
| *Planorbis* sp. | | | | | | + | | | |
| *Gibbula hoernesi* JEKELIUS | | | | | | | | + | |
| Ostracoda | | | | | | | | | |
| *Cytheridea dacica* HÉJJAS | | | | + | | | | | |
| *Cytheridea rubra* G. W. MÜLL. var. *sera* ZAL. | | | | + | | | | | |
| *Cytheridea punctillata* BRADY var. *sarmatica* ZAL. | | | | + | | | | | |
| *Cytheridea* sp. | | | | + | | | | | |
| *Pontocypris* sp. | | | | + | | | | | |
| *Cythereis schréteri* ZAL. | | | | + | | | | | |
| *Cythereis sarmatica* ZAL. | | | | + | | | | | |

1. Domoszló, Usztató-őrháztól DK-re. MEZŐSI J. 1952.
2. Domoszló É-i végén.
3. Verpelét—domoszlói „Postaút".
4. Farkas-völgy, Verpelléttől Ny-ra.
5. Bika-hegy, Verpelét és Tarnaszentmária között.

} VIGH GY. 1939a.

6. Pásztó 1. sz. távlati kutatófúrás 141,7—287,5 m. BARTKÓ L.—BODA J.—SZÉKY F. 1963.
7. Visonta 156/A-I. jelű kőszénfúrás 323,5—330,0 m. JÁMBOR Á.-NÉ: fúrási rétegsor.
8. Kisnána 2. sz. kőszénfúrás 109,0—109,5 m.
9. Kisnána 2. sz. kőszénfúrás 106,0—108,0 m.

} CSILLING L.—BÁLDI T. 1963 és BÁLDI T.: fúrási rétegsor.

amely a szarmata tengerelöntés regressziós szakaszának közvetlenül a partszegélyhez kötött terméke. Az idősebb szarmata kőzetek áthalmozódása útján keletkezett, változó mennyiségű, a hegység felszínének lepusztulásából származó anyag hozzákeveredésével. Igen változatos felépítésű összlet, az egyes rétegek általában néhány deciméter vastagságúak. Erőteljes felszíni lepusztulásra utaló, sok durva törmeléket tartalmazó szintek váltakoznak túlnyomóan áthalmozott, finomszemcsés anyagból álló rétegekkel, ritkán a tengerelöntés nyugalmi szakaszát, esetleg kisebb transzgressziókat jelző, túlnyomóan üledékes anyag felhalmozódásából álló, tufitos agyag- és homokpadokat is tartalmaz.

A durva törmelék átmérője néhány millimétertől több centiméterig terjed, anyaga a hegységet felépítő különböző andezitváltozatok, dácittufa és horzsakő erősen koptatott darabjaiból áll. Az andezit általában gömbölyded, a dácittufa és horzsakő ovális, lapos kavicsokat alkot. A finomszemcsés részleg uralkodóan vulkáni eredetű (áthalmozott szarmata riolittufa). 0,2—0,5 mm-es többé-kevésbé koptatott kőzetüveg-szilánkokból, továbbá plagioklász-, biotit- és kvarcszemcsékből áll, helyenként elvétve amfibol-, hipersztén- és cirkonkristályok, valamint krisztobalit található. A hiperszténkristályok jelenléte arra utal, hogy az áthalmozott kőzetbe kis mennyiségben a tortonai andezittufából kimosott anyag (elsősorban nehézásványok) is belekerült. A ritkán önálló szinteket alkotó és kis mennyiségben az áthalmozott rétegek felépítésében is résztvevő üledékes eredetű kőzetanyag homokrészlege koptatott kvarcszemcsékből és muszkovitpikkelykékből áll, az agyagfrakció uralkodóan montmorillonitos, alárendelten kaolinites jellegű. A Kunyhós-völgy nyugati oldalán egy foltban pedig kevés montmorillonittal és nyomokban kaolinittel szennyezett alunit bukkan a felszínre.

A szarmata-összlet ősmaradványait a 105. táblázaton foglaltuk össze.

## 4. Pliocén

### Pannóniai emelet

*Alsópannóniai* összlet a Mátra hegység környezetében a felszínen nem található, a hegység nyugati és déli előterében mélyített fúrások azonban több ponton feltárták (106. táblázat). Fekvőjét felsőtortonai vagy szarmata képződmények alkotják. A Kisnána 2. sz. fúrásban a pannóniai rétegösszlet alján áthalmozott szarmata képződmények találhatók, ami helyi diszkordanciára utal (Csilling L.—Báldi T. 1963). Fedőjét minden esetben felsőpannóniai rétegek alkotják. Vastagsága általában 100 m körüli.

*106. táblázat*

**Az alsópannóniai összletet harántolt mélyfúrások**

| Fúrás | Harántolt kőzet | Mélységköz m | Fekvő |
|---|---|---|---|
| Pásztó 1. | homokos agyag | ?—141,7 | szarmata |
| Nagyréde 63/31 | agyag | 410—495 | tortonai |
| Gyöngyöshalász 1. | agyag | 398—498 | tortonai |
| Visonta 156/A-I | agyagos—homokos aleurit | ?—323 | szarmata |
| Kisnána 2. | agyagos—homokos aleurit | ?—106 | szarmata |

Részletes kőzettani vizsgálat a Gyöngyöshalász 1. sz. és a Nagyréde 63/31. sz. fúrások anyagából készült. Az összlet kőzetlisztes agyag-, agyagos kőzetliszt- és alárendelt mennyiségben finomhomokos agyagrétegekből áll. Számított $CaCO_3$-tartalmuk 4—8%. A vizsgált két gyöngyöshalászi minta 0,1—0,2 mm-es részlegeinek ásványos összetételében uralkodó a muszkovit és kvarc, a néhány tizedszázaléknyi nehézásvány: klorit, biotit és epigén pirit.

A *felsőpannóniai* összlet nyugat és dél felől körülveszi, részben el is fedi a hegység vulkáni tömbjét. Feküjét a medence belsejében alsópannóniai rétegek alkotják, a hegység peremén azonban túlterjedő módon idősebb képződményekre települnek — diszkordánsan (a Labodás-völgyben a diatomás összletre, Kisnána—Domoszló környékén a szarmata rétegekre, másutt leggyakrabban a tortonai középső rétegvulkános andezitösszletre települnek). A medence belseje felé kivastagodó, változatos összletet alkot. Alsó részében agyagos—kőzetlisztes rétegek uralkodnak, feljebb a homokrészleg mennyisége fokozatosan nő, míg végül túlsúlyba kerül. Általánosan elterjedtek a földes-fás barnakőszén-betelepülések is, vastagságuk átlagosan 0,5 m, helyenként azonban az 5 m-t is eléri. Az egyes rétegek kiékelődő összefogazódó módon fejlődtek ki.

*107. táblázat*

| | Rózsaszentmárton | |
|---|---|---|
| | homok, % | agyag, % |
| $SiO_2$ | 87,55 | 57,88 |
| $TiO_2$ | 0,14 | 0,59 |
| $Al_2O_3$ | 5,01 | 19,01 |
| $Fe_2O_3$ | 1,00 | 4,52 |
| $FeO$ | 0,22 | 0,44 |
| $MnO$ | 0,02 | 0,03 |
| $MgO$ | 0,81 | 1,70 |
| $CaO$ | 0,94 | 0,50 |
| $Na_2O$ | 0,98 | 0,46 |
| $K_2O$ | 1,50 | 3,30 |
| $+H_2O$ | 1,67 | 6,02 |
| $-H_2O$ | 0,45 | 4,97 |
| $CO_2$ | nyom | 0,17 |
| $P_2O_5$ | 0,02 | 0,03 |
| | 100,31 | 99,62 |

A *homok* világos fakószürke, felszínközelben halványsárga, jól vagy közepesen osztályozott. Elegyrészei: kvarc, földpát

## A pannóniai összlet faunája

*108a. táblázat*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mollusca | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Lamellibranchiata | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Unio atavus* PARTSCH | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Unio* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Anodonta pterophorus* BRUS. | | | | | | | + | | + | | | | | | + | + | | | + | | | | | |
| *Anodonta priscum* EICHW. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Anodonta* sp. | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dreissensia* cfr. *sabbae* BRUS. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dreissensia auricularis* FUCHS var. *simplex* FUCHS | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Dreissensia serbica* BRUS. | | | | | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Dreissensiomya unioides* FUCHS | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Dreissensiomya* cfr. *schröckingeri* FUCHS | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Dreissensiomya* sp. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria triangularis* PARTSCH | | | | | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Congeria balatonica* PARTSCH | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria neumayri* ANDR. | | | | | + | + | | | + | | | + | + | | | | + | | | | | | | |
| *Congeria spatulata* PARTSCH | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria czjzeki* HÖRN. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria partschi* CZJZ. | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria zagrabiense* BRUS. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Congeria* sp. | | + | + | | | | | + | | + | | | | | | | + | | | | + | | | |
| *Limnocardium penslii* F. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Limnocardium proximum* F. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Limnocardium secans* FUCHS | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Limnocardium* cfr. *schmideliana* PARTSCH | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Limnocardium* cfr. *vicinum* FUCHS | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Limnocardium* sp. | | + | + | | | | | + | | + | | | | | | | | + | | | | | + | |
| *Plagiodacna auingeri* FUCHS | | | | | | + | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Didacna chyzeri* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| Gastropoda<br>*Neritodonta* cfr. *pilari* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Neritodonta* sp. | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Neritina* sp. | | + | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Viviparus sadleri* PARTSCH | | | | + | | | | + | | | + | + | + | | | | | | | | + | | | |
| *Viviparus loczyi* HALAV. | | | | | | | + | + | | | + | + | + | | | | | | | | | | | |
| *Viviparus semseyi* HALAV. | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Viviparus* cfr. *leiostraca* (BRUS.) | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Viviparus kurdica* LŐR. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Viviparus cyrtomaphora* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| *Viviparus* sp. | | | | | | | + | + | + | + | | | | | | | | + | | | | | + | |
| *Prososthenia sepulcralis* PARTSCH | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Valvata* cfr. *variabilis* FUCHS | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Valvata* cfr. *piscinalis* MÜLL. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Valvata* sp. | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hydrobia atropida* BRUS. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Hydrobia* sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | |
| *Zagrabica* cfr. *maceki* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Zagrabica* cfr. *naticina* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Micromelania* cfr. *radmanesti* FUCHS | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Micromelania laevis* FUCHS | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Melanopsis decollata* STOL. | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis fuchsi* HANDM. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis kurdica* BRUS. | | | | | + | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis entzi* BRUS. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis impressa* KRAUSS | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis bouéi* FÉR. | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis sturi* FUCHS | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis simplex* F. | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis bonelli bonelli* E. SISM. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Melanopsis* sp. | | + | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Lymnaea kobelti* BRUS. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| *Lymnaea* sp. | | + | | | | | | | | | | + | + | | | | | | | | | | | |
| *Stagnicola* cfr. *palustris* (O. F. MÜLL.) | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Stagnicola* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planorbis* cfr. *planorbis* LŐR. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Planorbis* sp. | | + | | | | | + | | | + | | + | + | | | | | | | | | + | + | |
| *Planorbarius* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Limax* sp. | | | | | | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| *Cepaea* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Procampylea* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Galaktochilus* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Crustacea<br>Ostracoda<br>*Candona* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Herpetocypris* sp. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Cytheridea punctillata* G. S. BRADY | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Cythereis* sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Vertebrata<br>Pisces<br>Halfogak, csigolyák | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Halpikkelyek | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mammalia<br>*Agriarctos vighi* KRETZOI | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | + | | | | |
| *Ictitherium* sp. (fog) | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| *Zygolophodon tapiroides americanus* PENN. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| *Mammuth* sp. | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| *Dicerorhinus* cfr. *schleiermacheri* KAUP. | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Chalicotherium* sp. | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | |

Alsópannóniai:

1. Pásztótól É-ra, az iparvasút bevágásában. ID. NOSZKY J. 1912b.
2. Pásztó 1. sz. f. 119,65—141,70 m. BARTKÓ L.—BODAJ.—SZÉKY F. 1963.
3. Nagyréde 68/31. sz. f. 411,5—494,5 m. BARTHA F. 1965.

Felsőpannóniai:

4. Rózsaszentmártoni és szűcsi szőlők. ID. NOSZKY J. 1912b.
5. Rózsaszentmártoni tárók. ID. NOSZKY J. 1927.
6. Gyöngyöspata, Kopár-hegy D-i oldala.
7. Szűcsi, a nagyárok végén a szántóföldön mélyített aknában.
8. Rózsaszentmárton, Hangács-szőlőhegy.
9. Szűcsi, szőlők keleti végén lefutó vízmosásban, az andezit peremétől 4—5 m-re ásott akna kékesszürke agyagából.

(6–9: VIGH GY. 1939a.)

10. Szűcsi, szőlők.
11. Rózsaszentmárton, Máriakép-dűlő (akna).
12. Rózsaszentmárton, III. akna mezeje.
13. Rózsaszentmárton, V. akna mezeje.
14. Rózsaszentmárton, VI. akna mezeje.
15. Gyöngyöstarján, a volt téglagyár területén levő „lignit"bányából, a telep fedőjéből.
16. Gyöngyösi Széntermelő és Értékesítő Rt. bányája (a „lignit" fedőjéből).
17. Lőrincitől K-re, a Mulató-hegy és téglagyár közötti völgyből.
18. Szűcsi, a Kis- vagy Rabecz-tanya melletti fúrás.

(11–18: VIGH GY. 1939a.)

19. Gyöngyös, „lignitfekvő" agyag. RAKUSZ GY. 1924.
20. Rózsaszentmárton, a „lignit" fekvőjéből. KRETZOI M. 1942.
21. Petőfibánya, a VII. akna déli mezeje.
22. Petőfibánya, IX. akna, szállítóvágat.

(21–22: PÁLFALVY I. 1952.)

23. Petőfibánya, Pernyei hányó.
24. Pásztó 1. sz. f. 36—108 m. ZALÁNYI B. 1956.

*108*b. *táblázat*

**A pannóniai összlet flórája**

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| Gymnospermae | | | | | |
| Coniferae | | | | | |
| *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer | | | | | + |
| *Ginkgoxylon* sp. (= *Ginkgo* sp.) | | | | | + |
| *Pinus* cfr. *cembra* L. (con.) | | | | | + |
| *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Ung. | | | | + | |
| *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer (= *T. distichum miocenicum* Heer) | | | | + | |
| *Taxodioxylon taxodii* Gothan | | | | | + |
| *Sequoioxylon gypsaceum* (Goepp.) Greguss [= *Taxodioxylon gypsaceum* (Goepp.) Kräusel] | | | | | + |
| *Sequoia* sp. | | + | | + | |
| *Cupressinoxylon* sp. | | | | | + |
| Angiospermae | | | | | |
| Dicotylodonae | | | | | |
| *Nelumbo* sp. (= *Nelumbium* sp.) | | + | | + | |
| *Daphnogene* cfr. *cinnamomea* (Rossm.) Knobl. [= *Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) Heer] | | + | | | |
| *Platanus leucophylla* (Ung.) Knobl. (= *P. aceroides* Goepp.) | | | | | + |
| *Pirus* sp. | + | + | | + | |
| *Malus* sp. | | | | + | |
| *Leguminosae* (fol. et leg.) | | | | + | |
| *Trapa* cfr. *natans* L. (fol. et fruct.) | | | + | | |
| *Banisteriaecarpum giganteum* (Goepp.) Kr. | | | | | + |
| *Acer campestre* L. foss. | | | | + | |
| *Acer integrilobum* Web. sensu Walther (= *A. monspessulanum* L. var. *pliocaenicum* Mädl., *A. monspessulanum* L.) | | | | + | |
| *Acer platanoides* L. | | | | | + |
| *Acer sanctae-crucis* Stur (= *A. polymorphum pliocaenicum* Sap., *A. opulifolium plioceni cum* Sap.) | | + | | | |
| *Byttneriophyllum tiliaefolium* (A. Br.) Knobl. et Kvac. [= *Ficus tiliaefolia* (A. Br.) Heer] | | | | + | |
| *Ulmus* sp. (fruct.) | | + | | + | |
| *Zelkova zelkovaefolia* (Ung.) Buz. et Kotl. (= *Z. ungeri* Kov.) | | | | + | |
| *Alnus* sp. cfr. *A. incana* Mnch. | | | | + | |
| *Carpinus betulus* L. (= *C.* cfr. *betulus* L.) | | | | + | |
| *Fagus haidingeri* Kov. sensu Knobl. (= *F.* cfr. *orientalis* Lipsky) | | | | + | |
| *Quercus* cfr. *sessiliflora* Salisb. foss. | | | | + | |
| *Quercus* cfr. *drymeya* Ung. | | | | + | |
| *Quercus* sp. | | + | | | |
| *Quercinum staubi* Felix | | + | + | + | |

*108b. táblázat folyt.*

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|---|
| *Engelhardtia macroptera* (Brongn.) Ett. (= *E. brongniarti* Sap.) | | | | + | |
| *Populus* sp. | | + | | + | |
| *Salix* sp. | | | | + | |
| *Potamogeton fluitans* L. (= *Potamogeton* sp.) | | | + | | |
| *Typha augustifolia* L. | | | | + | |
| *Typha latifolia* L. (= *Typha* sp.) | | | + | + | |

1. Rózsaszentmártoni tárók. Id. Noszky J. 1927.
2. Petőfibánya, a VII. akna D-i mezeje.
3. Petőfibánya, IX. akna, szállítóvágat. } Pálfalvy I. 1952.
4. Petőfibánya, Pernyei hányó. Pálfalvy I. 1952 és Vörös I. in Andreánszky G.—Kovács É. 1955.
5. Petőfibánya. Haraszty Á. 1953. Pálfalvy I. 1965.

és muszkovit, alárendelten klorit, magnetit, gránát, ritkábban epidot, zoizit, zöldamfibol.

Az *agyag* kevert típusú, montmorillonit és illit, elvétve kaolinit alkotja. A felsőpannóniai rétegekből készített vegyi elemzéseket l. a 107. táblázaton.

A *földes-fás barnakőszén* főleg xilites, de gyakori a fuzit is. Alacsony fűtőértékű, magas víz-, hamu- és illó-, ugyanakkor kevés C-tartalom jellemzi. Gyakoriak a néhány centimétertől 10 m-ig terjedő hosszúságú lapított fatörzs- és ágdarabok. Nagyobb vastagságú telepeit alacsony szénülési foka ellenére külszíni fejtéssel gazdaságilag is hasznosítják (Ecséd, Visonta).

A hegység vulkáni tömbjének határán az előbbiektől eltérő, partszegélyi—szárazföldi fáciesű képződmények is ismertek.

Tar közelében laza, sárga, csillámos, agyagos, folyóvízi jellegű homok kerül felszínre. Rózsaszentmárton és Szűcsi környékén márgás agyag és agyagbetelepülés, valamint gazdag szárazföldi—édesvízi faunát tartalmazó mészkőösszlet található. Vastagsága 30 m körüli, fekvője a tortonai középső rétegvulkános andezitösszlet. Gyakoriak a kőzetben a 0,2 mm-nél kisebb földpát- és kvarcszemcsék, egyes agyagcsíkokban elvétve gipszkristályok vannak. Gyöngyöspatától délnyugatra, a Kopár-hegy andezitkibúvásának környezetében abráziós partszegélyi, congeriás andezitkonglomerátum települ.

Domoszló és Markaz környékén a hegység nagy völgyeinek előterében vastag, terresztrikus törmelékkúpok találhatók (Vigh Gy. 1939a), melyek koptatott andezitkavicsból és konglomerátumból állanak vörös-tarka agyagbetelepülésekkel. Fekvőjük a hegységperemen a középső rétegvulkános andezitösszlet vagy szarmata képződmények, a medence belseje felé haladva a felsőpannóniai agyagos—homokos rétegcsoport.

A pannóniai összlet ősmaradványait a 108. táblázatban foglaltuk össze.

# IV. NEGYEDIDŐSZAK

## 1. Pleisztocén

### Alsópleisztocén

A Mátra nyugati és déli peremén a felsőpannóniai képződményekre szórványosan általában 1—2 m vastagságú *agyag*, illetve *vörösagyag* települ, ami a pleisztocén kezdeti meleg, humid klíma erős mállása révén keletkezett. MÁNDY T.—ÖTVÖS E. (1960) szerint nem felszíni mállás, hanem posztvulkáni hatások terméke, azonban ebben az esetben is többnyire áthalmozott képződmény. Gyakran tartalmaz apró bontott andezittörmeléket, pelites anyagának 60—80%-a fele-fele arányban kaolinit és montmorillonit.

A Pásztó 1. sz. fúrás 8 m vastagságban harántolta, anyaga itt agyag és finomhomokos agyag, $CaCO_3$-tartalma 8,84—9,27%.

Gyöngyöstarján környékén vastagsága 10 m körüli, alul szürke, sovány agyag, felső részében (5—8 m) szürke és sárga agyagos murva, sok mállott szemcsével.

Markaz környékén kaolinittartalma feltűnően nagy (SÜMEGHY J. 1953). A markazi Várbérc vörös agyagjának vegyi- és ásványos összetétele MÁNDY T.—ÖTVÖS E. (1960) szerint a 109. táblázaton látható.

A feküagyagra *törmelékkúpkavics* települ. Anyaga durva, 30—40 cm átmérőjű, legömbölyödött andezittörmelék, melybe főleg keleten kevéssé koptatott, szögletes hömpölyök és $m^3$-es nagyságrendű tömbök ágyazódnak. A hegységperemtől távolodva a medencében fokozatosan folyóvízi kavicsba megy át. Vastagsága 8—10 m, néhol a 30 m-t is eléri. Ritkán homok- (gyöngyössolymosi Cserkőbánya) vagy agyagbetelepüléseket tartalmaz. Legjellegzetesebb előfordulása a Markaz melletti Tatármező. Ugyancsak ide sorolhatók a hegység magasabb tetőit borító, legömbölyödött törmelékből álló kőtengerek.

*109. táblázat*

| | Felső | Alsó |
|---|---|---|
| | feltárás, % | |
| $SiO_2$ | 44,82 | 50,18 |
| $Al_2O_3$ | 13,38 | 14,95 |
| $Fe_2O_3$ | 17,94 | 12,12 |
| CaO | 4,73 | 4,51 |
| MgO | 1,63 | 1,51 |
| Izz. veszt. | 14,45 | 13,95 |
| | 96,95 | 97,22 |

Alsó feltárás:

| | |
|---|---|
| montmorillonit | 50,0% |
| kaolinit | 20,0% |
| kvarc | 10,0% |
| földpát | 5,0% |
| hematit | 10,0% |

### Középsőpleisztocén

A középsőpleisztocénbe sorolható Mátra-peremi képződmények térszínileg az alsópleisztocénnél alacsonyabban helyezkednek el. Anyaguk hasonló az idősebbhez, azonban annál valamivel finomabb szemű, és a hegység nyugati peremén kevés északi eredetű kvarckavics is található benne.

### Felsőpleisztocén

A hegyoldalakat *lejtőagyag* borítja, amely különböző kőzetek mállása és lehordása útján keletkezett, majd lösszel keve-

redett. A tetőkön vékony és világosabb barna, a mélyedésekben kivastagszik, néhol a 10 m-t is eléri, színe sötétebb barna.

A hegység nyugati peremén, délről Petőfibányáig felhúzódó *futóhomok* található. Vastagsága 10—15 m, apró- és közép-, helyenként durvaszemű, rétegzettsége elmosódó. Fekvője andezit és andezitagglomerátum.

## 2. Holocén

A hegyvidéki holocén képződményeket a szűk völgytalpakon szeszélyesen váltakozó kavics-, homok- és iszapanyagú patakhordalék képviseli.

# SZERKEZETI VISZONYOK

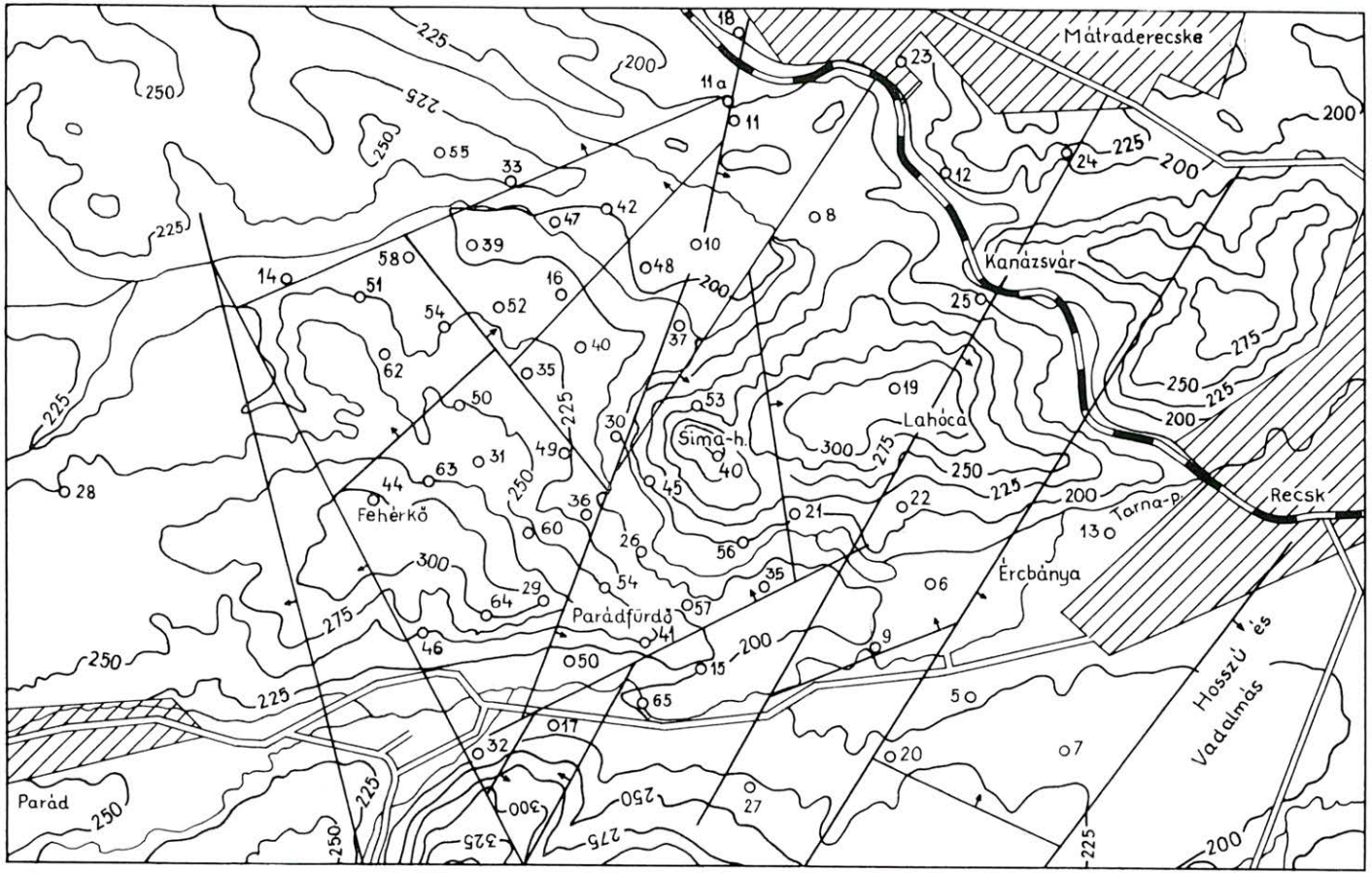
E fejezetben ismertetjük a Mátra hegység területén ma kimutatható, vagy vulkanológiai megfontolások alapján valószínűsíthető szerkezeti elemeket, kialakulásuk időrendi sorrendjében.

A vulkáni hegységek szerkezete, részben a vulkánosságot előidéző nagyszerkezeti, részben az eruptív tevékenységgel járó — gyakran csak helyi — mozgások következtében igen bonyolult. Egy vulkáni felépítményben számtalan különböző be- és leszakadás megy végbe az aktív időszak során, melyeket a rákövetkező egyetlen explózió elfedhet. Emiatt a vulkáni hegységek pontos tektonikai képét rekonstruálni csaknem lehetetlen. A vulkanológia számos olyan esetről tud, amikor egy-egy hatalmas erejű paroxizmus vulkánokat tüntetett el (Mt. Mazama, Krakatoa, Bezimianij stb.), és újakat hozott létre (Paricutin, Izalco) anélkül, hogy pontos szerkezete nyomozható lenne. A vulkántektonika sokrétűségét, okainak különbözőségét, méreteinek változatosságát legeredményesebben a recens vulkáni területeken vizsgálhatjuk.

A Mátra hegység polivulkános terület, melyen a fent említett nehézségek még hatványozottabbak. Mélyaljzatát a földtörténeti idők során tizennégy, felépítményét is legalább öt jelentősebb orogén fázis formálhatta. Vulkántektonikai tény, hogy egy-egy nagyobb erejű paroxizmus nemcsak saját felépítményében, hanem távolabbi körzetében is elmozdulásokat, felnyílásokat okoz. Ilyen eredetre vezethetők vissza a hegység távolabbi körzetében ismert kőzettelérekkel kitöltött felnyílások.

*a)* A hegység *mélyaljzatának első szerkezeti elemeit* az alsóladini emeletre korlátozódó *labini orogén fázis* alakíthatta ki, mely a hegység keleti részein és a szomszédos területeken ismert diabáz-vulkanizmust eredményezte. Az a tény, hogy a Darnó-vonal és párhuzamos szerkezeti elemei megegyeznek a diabáztömegek csapásirányával, valószínűsíti egy ős Darnó tektonikai rendszer létét, amelyet a labini orogén fázis alakított volna ki. Erre utalnak a keletmátrai diabáz-telérek csapásirányai is (Tisztafar-tető).

A hegység szerkezetének kialakításában jelentős volt a *pirenensi fázis*, amikor a terület északkeleti részén a felsőeocén transzgressziós üledékeken és a ladini képződményekből álló szárazföldi párkányon erőteljes szubmarin és szubaerikus vulkánosság indult, ami feltehetően az aljzat tektonikai mozgásával járt együtt. A középsőtriásztól a középsőeocénig terjedő szárazföldi időszak intervallumában a TORELL-féle tagolás 15 mozgási ciklust tart nyilván. Ezek egy részét valószínűsíti a recski kutatási terület tektonikai képe (90. ábra), amely több eltérő korú és irányú szerkezeti rendszert tartalmaz. Ezeket az illyriai vagy pireneusi szubmarin felnyílásokat, amelyeken keresztül a felsőeocén kezdetén az első szubmarin explóziók lejátszódtak, a kiszórt törmelék vagy kiömlött láva elfedte. Ilyennek tekintjük azokat a K—Ny-i, valamint É—D-i irányú teljesen fedett vulkántektonikai vonalakat, melyeken egyrészt a Fehérkő, Sima-hegy, Lahóca és Kanázsvár, másrészt a Hegyes-hegy és a Vörösagvag-bérc felépült.




*90. ábra.* Recsk környékének mélyszerkezeti vonalai az Rm. fúrások alapján (Radócz Gy.—Nagy I. szerint)
*Textfig. 90.* Subsurface structural lines in the vicinity of Recsk based on the data of Rm. boreholes (after Gy. Radócz and I. Nagy)

A felsőeocén vulkanizmus ismeretében bizonyítottnak vehetjük, hogy a meg-megújuló vulkanizmus többszörösen újra nyitotta az iniciális csatornákat és újabbakat is eredményezett. Ilyennek tekintjük a parádi Tarna vonalán lefutó, már régebben is valószínűsített K—Ny-i irányú törésvonalat és a tőle északra hasonló irányban futó Cser-padja vonalát. A vulkánossággal közel egyidejű tektonikai mozgások eredményének tekintjük a Rm. fúrásokkal harántolt breccsás, zúzott öveket és zónákat. Ezek közül egyik legjelentősebb az Rm. 12. sz. fúrásban talált több tíz méteres breccsa, mely véleményünk szerint azonosítható a recsk—mátraderecskei vasútvonal mentén valószínűsített törésrendszerrel. Ezenkívül számos kisebb törés jelét bizonyították az általunk feldolgozott Rm. 5—8. sz. fúrások is. A mélykutatásokat is ilyen ÉÉNy—DDK-i irányú töréses-zúzott zóna mentén indította el Vidacs A., felismerve ezek optimális ércföldtani lehetőségeit.

A felsőeocén vulkáni ciklust követő beszakadásos tektonika nem mutatható ki a területen.

Az alsó- és középsőoligocénben a hegységet és távolabbi környékét is elborította a tenger. Az ekkori nyugalmi időszak utáni kisebb undulációt a középső- és felsőoligocén rétegek közé települt andezites és dácitos piroklasztikumok jelzik.

A Mátra hegység oligocén utáni tektonikai elemei közül legismertebb az ÉÉK—DDNy-i irányban futó Darnó-vonal (Telegdi Roth K. 1938), melynek DDNy-i szakasza a Mátra hegység keleti részét is érinti. A Darnó-vonal mentén a középsőtriász agyag- és kovapala, valamint mészkő- és dolomitösszlet — a benne levő diabáztömegekkel együtt — rátolódott a rupéli és katti rétegekre.

A rátolódást először a bükkszéki R. 51. sz. fúrásban, későbbiekben a Recsk melletti Kis- és Nagyrézoldal mentén, majd DNy-i folytatásában a Miklós-völgy feltárásaiban is megfigyelték. A Darnó-vonalat a hegység keleti főgerincének északi előteréig lehet nyomozni, ahol a miocén vulkáni és üledékes képződményei alatt eltűnik. Egyes vélemények szerint a darnói feltolódási zóna a hegység déli előterében a gyöngyösi Sár-hegy körzetében folytatódik (Jámbor Á. szóbeli közlése), bár ott ez ideig sem oligocén, sem mezozóos képződményeket nem találtak. ÉÉK felé a Darnó-vonal — kisebb megszakításokkal — csaknem a Rudabányai-hegységig követhető.

A feltolódott középsőtriász rög fedőjében levő oligocén képződmények a szárazföldi párkánnyá alakult térszínről viszonylag gyorsan lepusztultak. Nyomát távolabb keletre és északkeletre újra megtaláljuk. A hegységen belül a feltolódott rögre diszkordánsan burdigalai rétegek települnek. A Báj-patak völgyében tarka agyag, a szomszédos Nagyrézoldalon és Nagyvárhegyen szárazföldi homokkő települ a ladini üledékekre, illetve diabázra (Sirok 1. sz. alapfúrás). A feltolódás mértéke pontosan nem ismert, de a normál településű oligocén rétegek vastagsága a rög előterében 300—350 m (Recsk 7. sz. fúrás), tehát a ferde távolság meghaladja az 1000 m-t is.

A Recsk környéki mélyfúrások alapján Török K. (1963) a feltolódást követően több kisebb-nagyobb visszazökkenést említ, ami az oligocénben és az alatta települő biotitamfibolandezitben párhuzamosan futó lépcsős vetősorozatként jelentkezett. A Darnó-vonal előterében fiatal ellentétes vetőt is megfigyeltek (Schréter Z. 1942), ez azonban már a burdigalai emelet után alakulhatott ki.

Az óstájer orogén fázishoz kapcsolódik az alsó riolittufa exploziós felhalmozódása. Az erőteljes árokexploziós tevékenység egy időre kompenzálta

a meginduló térszínsüllyedést. Ezt bizonyítja, hogy az alsó riolittufa összletben az alsó vízi lerakódású rész fokozatosan szárazföldibe ment át. Az alsó riolittufát szolgáltató explóziós árkok helyét pontosan nem ismerjük, bár KUBOVICS I. (1963a) a durva horzsakő-beágyazások alapján ezt a Recsk körzetében levő Bódogh-tanya közelében tételezi fel. A feltevést támogatja részben az a megfigyelés, mely szerint a Báj-patak alsó szakaszán az alsó riolittufa összletben már agglomerátumos kifejlődést is találunk.

Az alsó riolittufa explóziók megszűnte után a térszín — pontosabban a mai hegység aljzata — tovább süllyedt és elborította a tenger. A felsőhelvéti idején meginduló újstájer orogén előszakaszában Ny-on szubmarin vulkanizmus kezdődik, valószínűleg ÉÉK—DDNy-i csapásirányú szerkezetekben. A felépítmény nélküli szubmarin erupciós központok közül a legjelentősebb Jobbágyi mellett a Nagyhársas aljzatában volt. Jelentős explóziós központ lehetett még a hasznosi Hidegkút és a tari Csevicés-völgy elején, ahol a durva agglomerátum mellett mindig találunk lávaformációkat is. A törési zónát a durva-agglomerátum feltárások alapján csak hozzávetőlegesen tudjuk kijelölni. Érdekes, hogy az újstájer orogén a hegység nyugati harmadában aktív vulkánosságot, a távolabbi területeken csak vetők menti elmozdulásokat eredményezett. Feltételezzük, hogy a megközelítőleg 28—30 $km^3$ tömegű szubmarin piroklasztikum és láva beszakadásokkal járó anyaghiányt is előidézhetett az aljzatban.

Az újstájer orogén fázis következő szakasza az előzőnél erőteljesebb explozív működést eredményezett. Az alsó riolittufánál sokkal nagyobb kiterjedésű dácittufa nem egyetlen kráterből vagy árokból eruptálódott, hanem egymáshoz csatlakozó vagy egymással párhuzamos felnyílásokból. Egyik feltörési helye a hegység keleti főgerince északi előterében levő dácitos dómok és intrúziók összekötő vonalán lehetett. Mivel a piroklasztikum kedvező légáramlások esetén nagy távolságra is elszállítódik, de a durva bombák a centrum közelében találhatók, a lávadómok csak helyben alakulnak ki. A hegység délkeleti előterének nagyobb erupciós központját bizonyítják (VARGA GY. 1962a) a kutatófúrásokban feltárt, átlagosnál 3—4-szer vastagabb dácittufa-rétegek (Verpelét 1. sz. fúrás), valamint a durva dácitbombák gyakorisága a K-i Mátra dácittufa összletében.

Az újstájer orogén fázis legaktívabb szakaszát a középső sztratovulkáni sorozat explóziója reprezentálja. Ekkor hatalmas felnyílások mentén kráterek, krátersorok alakultak ki. E vulkáni központokból óriási piroklasztikumtömeg eruptálódott, amely részben vagy teljesen elfedte a kialakult hasadékokat. Véleményünk szerint a mai hegység déli előterében egy széles KÉK—NyDNy-i irányú árokrendszer alakult ki, amely nagy szerepet játszott a tortonai sztratovulkáni sorozat felépítésében. A rendszer törésvonalai mentén törtek felszínre az iniciális vulkánok, ezek egy részét a piroklasztikum eltemette. Ilyen kezdő erupciós központ lehetett a gyöngyösi Sár-hegy is, mely a feltöltésből ma mintegy 250—300 m-re emelkedik ki. Az árok létét egyértelműen bizonyítják a fúrásokban elért üledékaljzat abszolút magassági értékei is. A Gyöngyösoroszi 2. sz. mélyszerkezet-kutató fúrás —360 m-nél elérte, míg a Petőfibánya 1. sz. fúrás —1870 m-nél sem érte el az üledékes aljzatot. A Petőfibánya 1. sz. fúrás az árkot kitöltő sztratovulkáni összletet tárta fel. Az árokrendszert kelet felé nem töltötte fel teljesen a vulkáni anyag, a gyöngyöshalászi vízkutató fúrásban —700 m-nél elért vulkáni összlet fedője azt bizonyítja, hogy feltöltődése a felsőtortonai és szarmata idején fejeződött be, homokos, márgás,

néha tufitos üledékekkel. Másik feltételezés szerint az árok iránya nem KÉK—NyDNy-i, hanem a mai Zagyva-völggyel azonos, vagyis É—D-i. A kérdés megnyugtató tisztázásáig mindkét alternatíva lehetőségét fenn kell tartanunk.

*b)* A hegység aljzatában számos, az *újstájer orogén posztvulkáni szakaszához kapcsolódó vető* van, melyek közül figyelemre méltó a Galya-tető—Nyesett-vár—Kis-Galya vonala. Ennek két oldalán mélyült fúrások szerint a fekü üledékeinek abszolút magassága jelentősen eltér [a Gyöngyösoroszi 2. sz. mélyfúrás —360 m-en elért üledékes aljzata ÉK felé a Gyöngyös 1. sz. (érc) fúrásban +300 m-nél jelenik meg, tehát alig 5,5 km távolságon 660 m térszínkülönbség adódik].

A középső sztratovulkáni sorozat erupciói több központhoz kapcsolódnak. A vulkáni felépítmények aljzatában még abban az esetben is van elfedett hasadék vagy felnyílás, ha ma a felépítmény látszólag monovulkán. A gerincek vonala tehát egy elfedett prevulkáni szerkezeti sík, két gerinc közötti völgy vonala gyakran posztvulkáni rés, mely utóbbit az erózió kibővítette. A prevulkáni nagyszerkezeti vonalak a Mátra hegység esetében ÉNy—DK és ÉK—DNy-i irányúak. A posztvulkáni, vulkántektonikai vetők és felnyílások a vulkáni tömeg belső szerkezetéből erednek. A paroxizmust megelőző kéregfeszültségek feloldódása radiális vagy tangenciális felnyílásokat eredményez.

A nagyszerkezeti zónák felújulása és a radiális és tangenciális repedések által preformált helyeken a posztvulkáni időszakban érces vagy meddő telérek alakulnak ki.

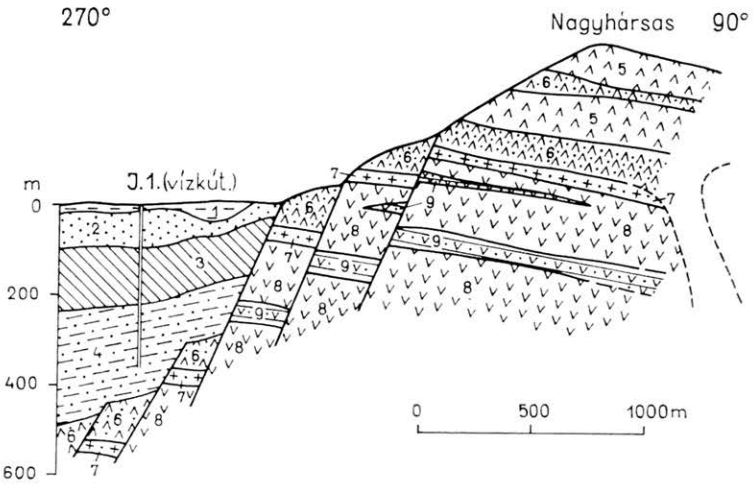
A folyamat eredményeképpen az ismert érces területeken a feltárt telérek iránya részben ÉÉNy—DDK, ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i, másik részük a helyi repedésirányokat követi. A szakaszos telérkitöltés a posztvulkáni időszak folyamán többszöri felnyílást, rejuvenációt bizonyít. A posztvulkáni szakaszban történt a kovásodás, agyagásványosodás, zöldkövesedés, kálimetaszomatózis.

Tagadhatatlan, hogy a vulkáni explóziókat megelőzve a mélységben óriási feszültségek állnak elő, melyek feloldódása a nagyobb vulkáni paroxizmusokhoz hasonlóan repedéseket, hasadékokat eredményez. Az ilyen repedések gyakran kitöltetlenek maradnak, vagy bennük vízben oldódó fumarolitok: kén, szulfátok váltak ki. Az erős lepusztulás miatt a hegységből ez a szint teljesen hiányzik. A ma működő vulkánok esetében a fenti repedések néha nagy távolságokban is előfordulnak, pl. a Hekla 1947. évi erupciójakor a krátertől 14—18 km-re is találtak vulkáni gőzöket és gázokat emittáló repedéseket.

*c)* Az *újstájer orogén fázisnál fiatalabb szerkezeti elemek* közül az egyik legjellegzetesebb a jobbágyi Nagyhársas nyugati lábánál levő ún. Zagyva-völgyi vető. Itt nyugat felé, a Nagyhársas lábától alig 400 m-re, az andezitsorozat már több mint 370 m-re zökkent le. A lezökkent blokkon a felsőtortonai, szarmata, pannóniai és holocén üledékek települnek (91. ábra). Ez a vetősorozat alkotja a Zagyva-árok keleti szegélyét. Az árok méreteiről ma még pontos adataink nincsenek. A vető csapása dél felé Petőfibányáig követhető.

Hasonló vető van a Kövicses-patak völgyében, ahol az alsó- és felsőtortonai képződmények vető mentén érintkeznek.

A Közép-Mátrában jelentősebb tektonikai vonalnak tekintjük azt az ÉÉNy—DDK-i irányú lezökkenést, melyet az 1969-ben lemélyített parádsasvári érckutató fúrás bizonyított be. Felszíni szelvények szerint a fúrásnak 45—50 m-nél kellett volna elérni a dácittufát, a valóságban 300,2 m-ben sem érte el (92. ábra).




*91. ábra.* Jobbágyi lépcsős—vetős szerkezet

*1.* Alluvium, *2.* felsőpannon, *3.* szarmata üledékek, *4.* tortonai homokos márga, *5.* piroxénandezit, *6.* andezittufa és -agglomerátum, *7.* horzsaköves dácittufa, *8.* alsó piroxénandezit, *9.* alsó andezittufa és -agglomerátum

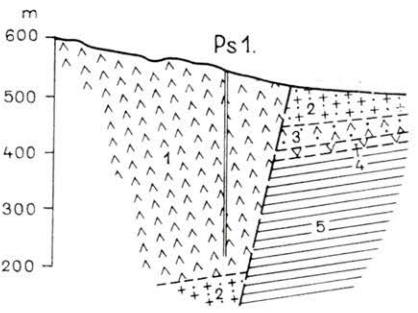
*Textfig. 91.* "Step" fault system at Jobbágyi

*1.* Alluvium, *2.* Upper Pannonian, *3.* Sarmatian sediments, *4.* Tortonian sandy marl, *5.* pyroxene andesite, *6.* andesitic tuff and agglomerate, *7.* pumiceous dacitic tuff, *8.* lower pyroxene andesite, *9.* lower andesitic tuff and agglomerate

Egy másik jelentősebb tektonikai vonal a Mátra-bérc mentén fut, amit az bizonyít, hogy az É-i előtérben a helvéti slírösszlet 350—450 m-en helyezkedik el, a Mátra-bérctől délre alig 2,5—3,0 km-re viszont —400 m alatt. Véleményem szerint a vető már az andezitvulkánosság előtt kialakult és a rétegvulkáni sorozat nagyobb része már a levetett süllyedékben halmozódott fel. A jelenlegi Mátra-bérc pedig felújult törés mentén kialakult hasadékvulkáni gerinc.

Szintén fiatal tektonikai vonalak a K-i Mátrában a Tarjánka-patak alsó szakasza és a Závoz-völgy, melyeket a későbbiek során az erózió kibővített, és csaknem függőleges falú szakadékvölggyé formált.

Az orogén mozgások felújulása során a felsőtortonai idején a korábbi vulkánok csatornái, hasadékai újra felnyíltak és rajtuk keresztül újabb lávatömegek ömlöttek felszínre. A kiömlött lávatömegek hosszan elnyúló hasadékvulkáni gerinceket építettek fel, a felnyílás vagy vető vonala a gerinc tengelyébe esik. A fedőandezit felszínre ömlésével egyidőben vagy röviddel utána a hegység előterének két izolált pontján ismét felnyílt a kéreg és

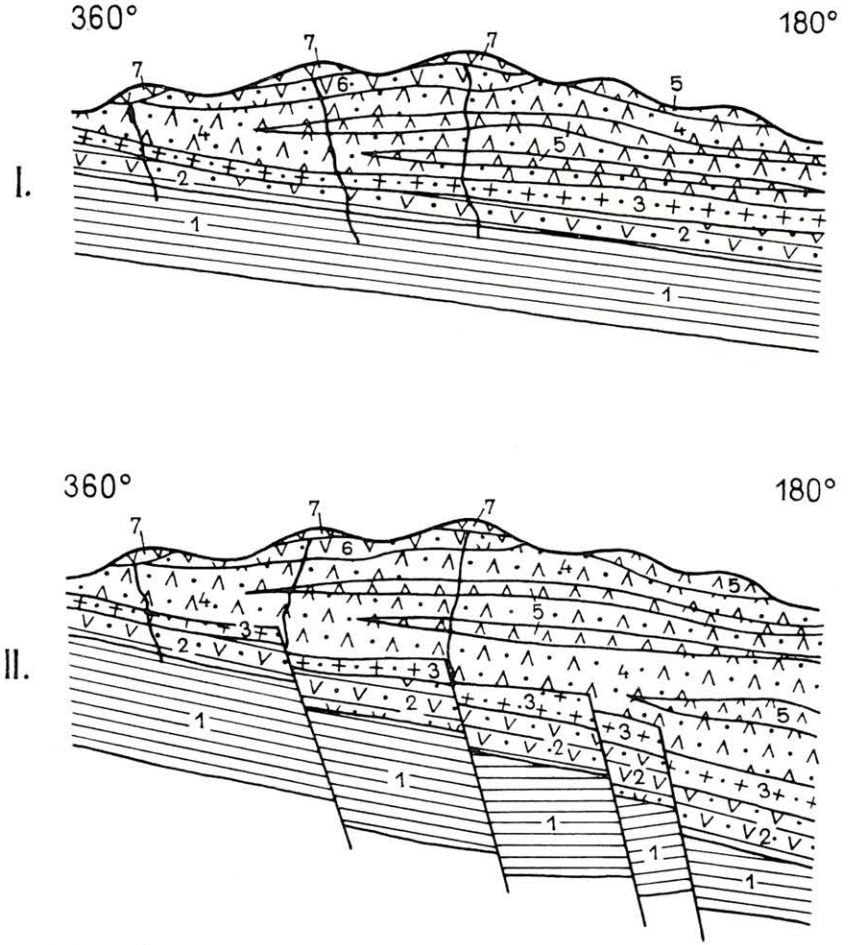



*92. ábra.* Közép-Mátra keleti lejtőjének földtani szelvénye

*1.* Középső piroxénandezit sorozat, *2.* horzsaköves dácittufa, *3.* alsó piroxénandezit-tufa, *4.* alsó piroxénandezit, *5.* agyagos—márgás aleurit

*Textfig. 92.* Geological section across the eastern slope of the central Mátra

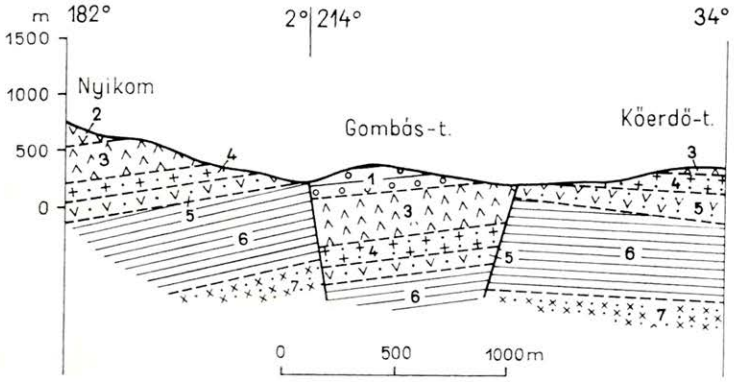
*1.* Middle Pyroxene Andesite Formation, *2.* pumiceous dacitic tuff, *3.* lower pyroxene andesitic tuff, *4.* lower pyroxene andesite, *5.* clayey-marly siltstone




*93. ábra.* A hegység szerkezetalakulásának két lehetősége É—D irányú szelvényben
I. Kibillent szerkezet, II. lépcsős—töréses szerkezet. *1.* Slír, *2.* helvéti szubmarin vulkanitok, *3.* horzsaköves dácittufa, *4.* középső sztratovulkánosság piroklasztikumai, *5.* középső sztratovulkánosság lávaképződményei, *6.* fedőandezit piroklasztikumai, *7.* fedőandezit lávaképződményei

*Textfig. 93.* Two possible models of Mátra's tectogenesis in a N—S profile
I. Tilted structure, II. step fault structure. *1.* Schlier, *2.* Helvetian submarine volcanics, *3.* pumiceous dacitic tuff, *4.* pyroclastics of the middle stratovolcanic phase, *5.* lava products of the middle stratovolcanic phase, *6.* pyroclastics of the overlying andesite formation, *7.* lava products of the overlying andesite formation

belőle viszkózus — gyöngyössolymosi Kishegy esetében — gázdús lávatömegek ömlöttek felszínre. A felszínre ömlés csatornáját, vagy tektonikus hasadékát a láva, illetve kőzettömeg elfedte, ma már pontosan nem nyomozható. A tortonai végére a hegység csaknem teljes egészében kialakult. Ezt követően a hegység dél felé kibillent, esetleg lépcsős leszakadások mentén D felé lezökkent. Az északi peremvonal mentén egy hatalmas felnyílás keletkezett, melybe nagytömegű primér karboandezit nyomult, a felnyílást a délre történő kibillenés feszültsége idézte elő. A 93. ábra a hegység szerkezetalakulásának két lehetőségét szemlélteti, É—D irányú szelvényben.




*94. ábra.* A nyugat-mátrai Gombás-tető földtani szelvénye

*1.* Szarmata kavics, *2.* fedőandezit, *3.* középső piroxénandezit-sorozat, *4.* horzsaköves dácittufa, *5.* alsó piroxénandezit piroklasztikum, *6.* agyagmárgás aleurit, *7.* alsó riolittufa

*Textfig. 94.* Geological section of the Gombás-tető in the western Mátra

*1.* Sarmatian gravel, *2.* overlying andesite, *3.* middle Pyroxene Andesite Formation, *4.* pumiceous dacitic tuff, *5.* pyroclastics of the lower pyroxene andesite, *6.* siltstone with clayey marl, *7.* Lower Rhyolitic Tuff

A hegység jelenlegi formakincsének kialakulásában jelentősek a fiatalabb, szarmata—pliocén tektonikai mozgások. A TOLLMANN-féle skála a tortont követően még hét kisebb-nagyobb mozgási szakaszt tart nyilván.

A fiatal mozgások egyik példája a nyugat-mátrai Gombás-tető, amelyen árkos lezökkenése révén megmaradtak a szarmata üledékek (94. ábra).

A pliocénben megindult az egész hegység és környezetének epirogenetikus kiemelkedése, melynek során teljes területe a tengerszint fölé emelkedett.

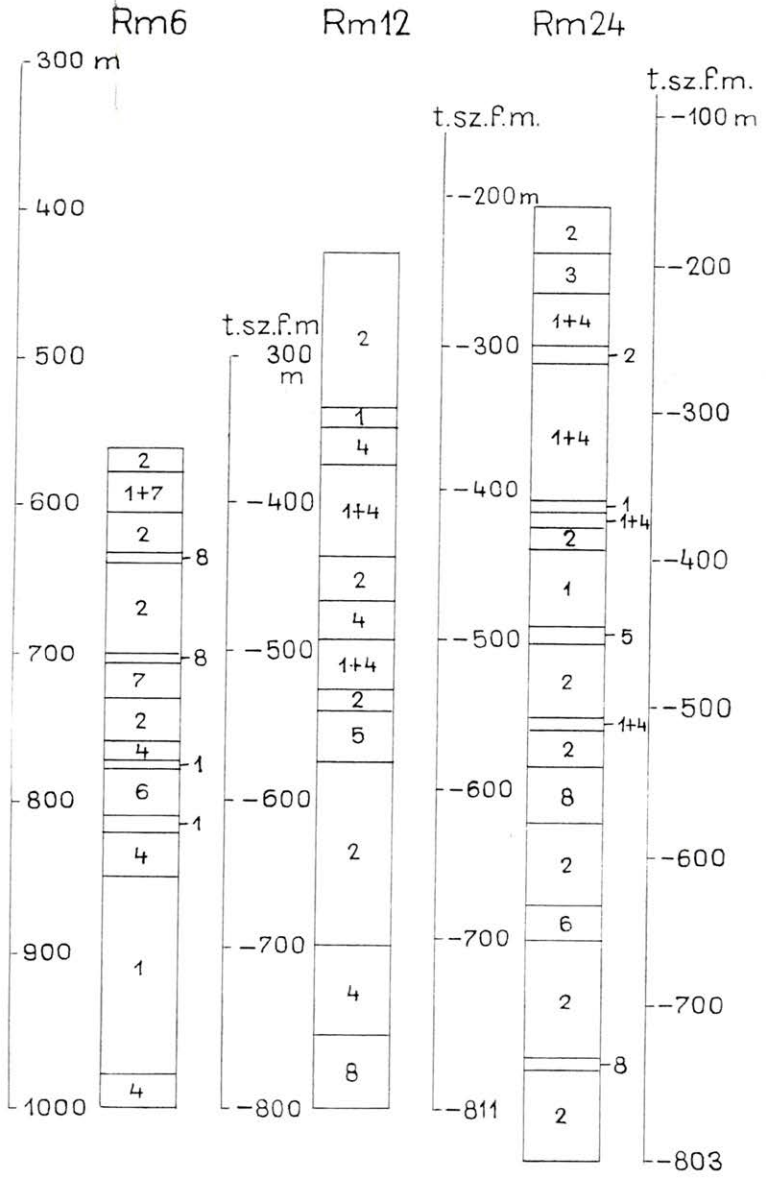
# FEJLŐDÉSTÖRTÉNET ÉS ŐSFÖLDRAJZI VISZONYOK

A Mátra hegység területének prepaleozóos és paleozóos fejlődéstörténetéről megbízható adataink nincsenek. A harmadidőszaki vulkáni képződményekben talált gránit, granodiorit- és aplitzárványok kőzettanilag a csehszlovákiai Gömöridák intrúzívumaival azonosíthatók. Az intrúzív zárványokból abszolútkor-meghatározás nem történt, de JANTSKY B. 1957-ben a karbon időszakinak tekintett velencei-hegységi gránitokat is a gömöri gránitok néhány változatával azonosította. Ennek alapján feltételezzük, hogy a köztük levő Mátra hegység mélyaljzatában előforduló intrúzív zárványok karbon időszakiak. Megjegyezzük, hogy az újabb vizsgálatok a Gömöridák területén fiatalabb, felsőkréta gránitokat is kimutattak (szóbeli közlés, VARGA I. 1970). A zárványok eloszlása alapján a gránitos mélyaljzat a Mátraalmás—Gyöngyös vonaltól keletre, tehát a hegység középső és keleti felére korlátozódik. Települési mélységük valószínűleg több ezer méter, a gránittömegek a triász geoszinklinális sorozat alatt rekedtek meg.

Még bonyolultabbak a viszonyok a hegység nyugati részén, mivel ott oligocénnél idősebb képződmények még nincsenek feltárva. A harmadidőszaki vulkanitokban talált zárványok zöme itt a mélyaljzati kristályos palákból és egyéb metamorf képződményekből származik. Területünkhöz legközelebb a Szécsény melletti szénhidrogén-kutató fúrások (Szécsény 1., 3., 4., 5. sz. fúrások) értek el csillámpalát és fillitet 950—1050 m körül. Abszolútkor-meghatározás ezekből sem készült, a Ny-i Mátra aljzata tehát egyaránt lehet paleozóos vagy prepaleozóos korú. Ugyancsak sok csillámpalazárványt találtak a Salgótarjáni-medencétől északra levő Sátoros kőfejtőiben is.

A Mátra hegységben ismeretlenek a szomszédos Bükk és Szendrői-hegység aljzatának perm, karbon és devon képződményei is, kivéve a Darnó-hegyről KISS J. által 1957-ben ismertetett „mizziás" permotriász rétegeket. Területünkön alsótriász rétegeket sem ismerünk, bár ezek jelenléte nem kizárt a ladini üledéksorozat alatt.

A hegység keleti részének fúrásokkal bizonyított mélyaljzatát a ladini emelet nagy vastagságú geoszinklinális üledéksorozata alkotja. Az üledéksorozat egyre mélyülő tengermedencében halmozódott fel, a pelites és karbonátos kőzetek többszörös váltakozásával. Ezt reprezentálják a recski nagy mélységű érckutató fúrások és a Sirok 1. sz. alapfúrás szelvényei is (95. ábra). A több száz méter vastag üledéksorban homokos vagy homokköves betelepülések csak alárendelten találhatók. A Sirok 1. sz. alapfúrás 755—770 m közti szakaszán harántolt homokkőréteg ásványtani összetétele arra utal, hogy az üledékgyűjtő partjait Csillámpala építette fel, mely azonos a Ny-i Mátra kristályos aljzatával. Teljesen tiszta mészkő-, dolomitrétegek szintén nagyon ritkák a réteg-




*95. ábra.* Kelet-mátrai ladini geoszinklinális összlet az Rm. jelű fúrásokban

*1.* Agyagpala, *2.* kovás agyagpala, *3.* kvarcit, *4.* mészkő, *5.* kovás mészkő, *6.* meszes agyagpala, *7.* breccsás agyagpala, *8.* andezitapofiza

*Textfig. 95.* Ladinian geosynclinal sequence of the eastern Mátra as exposed in the boreholes labelled Rm.

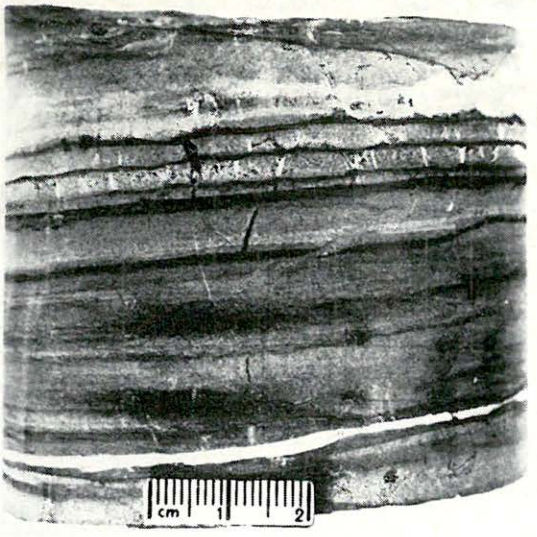
*1.* Shale, *2.* siliceous schist, *3.* chert, *4.* limestone, *5.* siliceous limestone, *6.* calcareous shale, *7.* brecciated shale, *8.* andesitic apophyse

sorokban. Egyes recski fúrásokban jellegzetes mikrorétegzett homokos—agyagos üledékeket harántoltunk (96. ábra).

Más szelvényben az agyagpala éles határú vörös vagy bordó elszíneződését figyeltük meg, amit lefojtott kontakthatásnak tulajdonítottunk (24. ábra). Másutt a sötétszürke plasztikus agyag- és mészkőpadok mikrogyüredezettsége figyelhető meg (97. ábra). Egyes magszakaszokon az agyagpala és a mészkő kaotikus töredezettsége is jól látható (98. ábra).

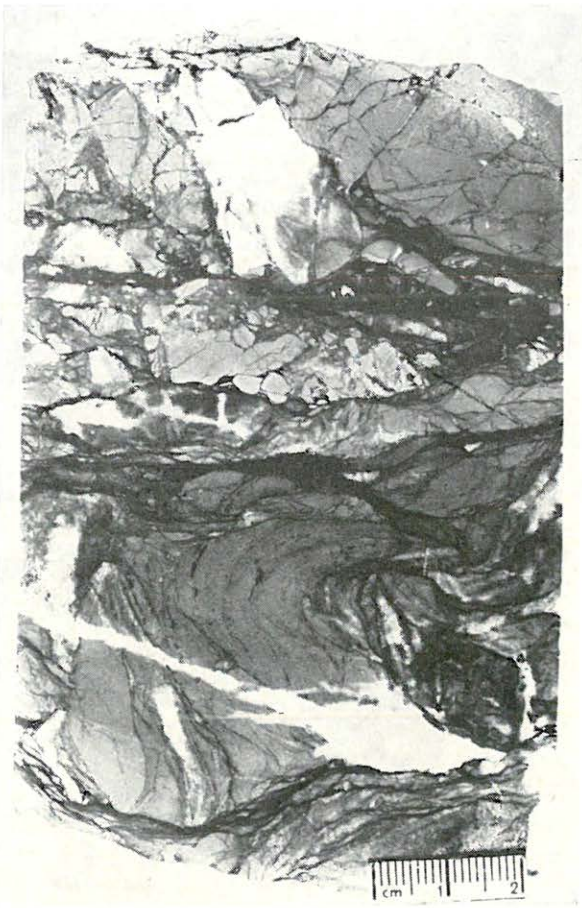
A ladini geoszinklinális medencéje a hegység keleti felében és a szomszédos bükki területeken terült el. Faunatársasága meglehetősen szegényes volt, csak a meszes agyag- és kovapalarétegekben találunk sok átkristályosodott *Radiolaria*-metszetet.

A medence fokozatos mélyülését és fenti üledéksorozat lerakódását a felsőladini idején erőteljes szubmarin vulkánosság szakította meg. A vulkánosság uralkodólag effúzív, alárendelten extrúzív vagy intrúzív jellegű volt. Az előbbi a még agyagos, márgás és meszes tengerfenéken kisebb-nagyobb lávaömléseket, lávaárakat, az utóbbi a fekvő alsóladini rétegekben apofizákat és teléreket alakított ki (99. ábra). Az egymást követő lávaömlések között néha jelentős szünetek voltak, amikor az agyagos—márgás üledéklerakódás folytatódott. Az így közbezárt üledékek tetején helyenként, a rákövetkező lávaömlés pörkölő hatásaként kisebb fokú kontakt átalakulások észlelhetők. A láva magába is csípett kisebb agyagos foszlányokat, de azokat a viszonylag gyors megszilárdulás miatt nem tudta teljesen beolvasztani, ezért a kőzetben kisebb-nagyobb szaruszirtzárványokat is találunk (egerbaktai kőfejtő és Darnó-hegy). A szubmarin effúziók nagyobb szüneteiben tenger alatti fumarolák és hév-




*96. ábra.* Mikrorétegzett karbonátos agyagpala, helyenként márgás közbetelepülésekkel — Rm. 24. sz. fúrás

*Textfig. 96.* Microstratified carbonate shale, with locally interbedded marl layers — borehole Rm. 24




*97. ábra.* Későbbi mozgásokra visszavezethető mikrogyüredezés az Rm. 24. sz. fúrásban
*Textfig. 97.* Microfolding due to postgenetic movements in borehole Rm. 24

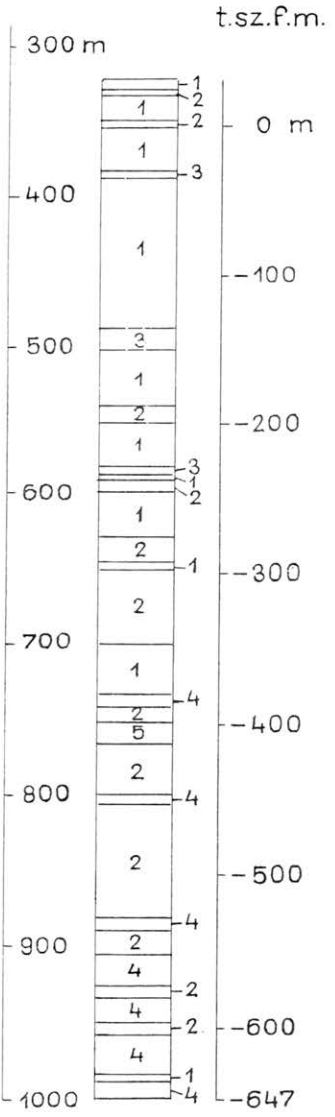
források tevékenykedtek, az oldott kovasavból 3—6 m vastag kovapala- vagy radiolaritrétegek váltak ki. A Sirok 1. sz. alapfúrás által harántolt diabázösszletben négy kovapala-közbetelepülést fúrtak át, melyek közül a legvastagabb 5,3 m volt. A kovapalák mikroszkópos képe a hematitosan színezett szárazföldi sejtes gejzírithez hasonlítható, így ezeket a szárazföldi vulkáni működés gejzír- és hidrokvarcitteraszainak szubmarin analógiájaként tekintjük. Az összlet vörös színe szintén tenger alatti fumarolás tevékenységre vall és a mai szubmarin fumarolák kolloid vas-oxidjával azonos jelenség (Vulcano-sziget). A diabázösszletben a kiömlő láva tömegétől, illetve a megszilárdulási sebességétől függően üveges, finomszemcsés, mandulaköves, variolitos és spilites kifejlődésű kőzettestek alakultak ki. A diabázvulkánosság a Mátra hegységnek csak keleti kis részét foglalta el, nagyobb tömegű lávaömlései és intrúziói már a mai Bükk hegység területére esnek.

Az általunk vizsgált területen felsőtriász, júra és kréta, sőt az alsó- és középsőeocén képződmények teljesen hiányoznak, ebből arra következtetünk,




*98. ábra.* Agyagpala és mészkő kaotikus töredezettsége az Rm. 24. sz. fúrásban

*Textfig. 98.* Chaotic fracturing of shale and limestone in borehole Rm. 24

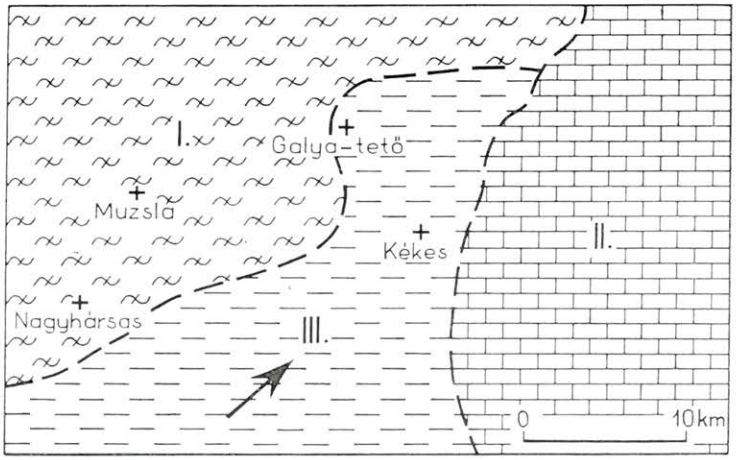



*99. ábra.* A Sirok 1. sz. alapfúrás ladini szakaszának rétegsora

*1.* Diabáz, *2.* agyagpala, *3.* kovapala, *4.* mészkő, *5.* csillámos homokkő

*Textfig. 99.* Ladinian sequence uncovered in borehole Sirok-1

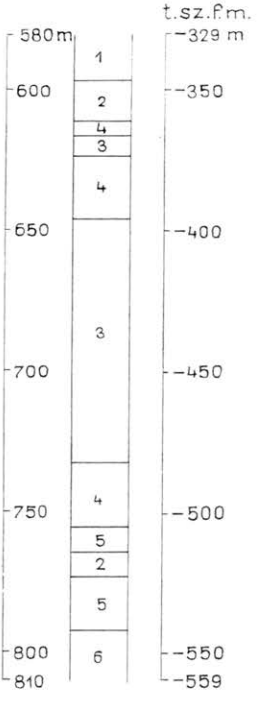
*1.* Diabase, *2.* shale, *3.* chert, *4.* limestone, *5.* micaceous sandstone




*100. ábra.* A Mátra hegység területének ősföldrajzi képe a középsőeocénben I. Paleozóos v. prepaleozóos kristályos alaphegység, II. középsőtriász szárazföldi rög, III. eocén transzgresszió területe, → = transzgresszió iránya

*Textfig. 100.* Middle Eocene paleogeography of the Mátra Mountains area I. Paleozoic or pre-Paleozoic crystalline basement, II. Middle Triassic terrestrial block, III. Area of Eocene transgression, → = direction of the transgression

hogy a ladini korszak után a terület kiemelkedett, szárazulat lett. A szárazföldi lepusztulási időszak a felsőeocén priabonai emeletéig tartott. Ekkor egy délnyugat felől előretörő transzgresszió folytán tengerré vált a terület, melyben gazdag *Nummulites* és egyéb *Foraminifera*-együttes alakult ki (VIII. tábla 1—4.). A tengerelöntés partszegélyi—partközeli fácies mészkő-, mészmárga- és márgarétegeket eredményezett. A transzgresszió keleti határvonala a felsőeocén elején a mai recski kutatási terület É—D-i középvonala volt, melytől keletre a ladini rétegekből álló szárazulat terült el (100. ábra). Az előnyomuló transzgresszió irányát a hegység déli és délnyugati előterében mélyített szénhidrogén-kutató fúrások adatai bizonyítják. A folytonos üledékképződést a pireneusi orogén fázis kezdetén egy neutrális, zömében szubmarin vulkánosság szakította meg. E vulkánosság a felsőeocén márga- és mészkőrétegekre (101. ábra), vagy a keleti részeken közvetlenül a ladini karbonátos




*101. ábra.* Rm. 28. sz. mélyfúrás triász—eocén átmeneti szakasza

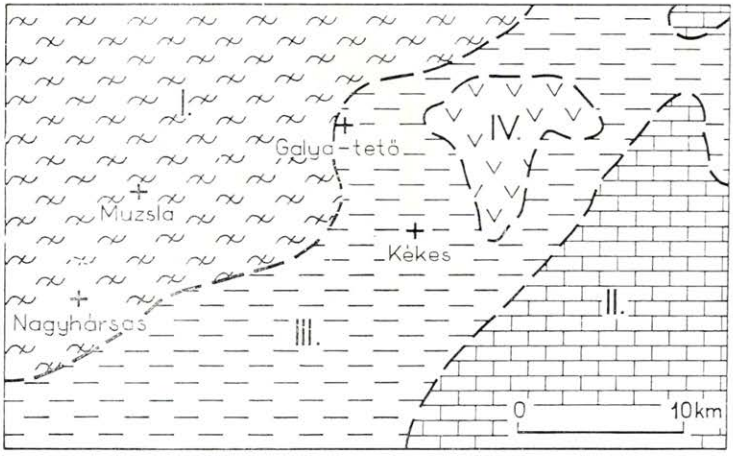
*1.* Biotitamfibolandezit-tufa, *2.* felsőeocén márga, *3.* biotitamfibolandezit-tufa és agglomerátum, *4.* biotitamfibolandezit, *5.* mészkő, *6.* agyagpala

*Textfig. 101.* The Triassic—Eocene passage in the deep borehole Rm. 28

*1.* Biotite-hornblende andesitic tuff, *2.* Upper Eocene marl, *3.* biotite-hornblende andesitic tuff and agglomerate, *4.* biotite-hornblende andesite, *5.* limestone *6.* shale

összletre, különböző szemcsenagyságú nagytömegű piroklasztikumot szolgáltatott. Az explóziós tevékenységet a későbbiekben lávaömlések követték. Ezt a vegyes tevékenységet tekintjük a felsőeocén vulkánosság bevezető vagy *I. fázisának*. Az első eruptív szakaszt követő intervallumban újabb márgaréteg rakódott le Parád, illetve Bodony körzetében, ami a transzgresszió folyamatosságát bizonyítja. Ebben az üledékes összletben vulkáni termékek csak alárendelten jelentkeznek, ami azt jelenti, hogy az explóziós tevékenység szünetelt és csak kisebb, gyenge törmelékáthalmozódás folyt. A fentiekben tárgyalt felsőeocén márga és mészkő több ponton való harántolása végleg eldöntötte a sokat vitatott biotitamfibolandezit-vulkánosság korkérdését és bizonyítékokat szolgáltatott arra is, hogy a vulkáni tevékenység szubmarin jelleggel indult.

Később a *II. fázisban* a vulkánosság nagyobb erővel újra megindult és nagy vastagságú sztratosorozatot halmozott fel. Az egyidejű heteropikus tengeri környezetet bizonyítják a több száz méter vastagságban váltakozó szárazföldi és vízi lávakőzetek és az egyes szintekben megfigyelt tufitrétegek. A sztratosorozat kialakulása utáni ismételt transzgresszió körülölelte (102. ábra), sőt egyes jelek szerint el is borította az alacsonyabb vulkáni szigeteket. Az így keletkezett aljzaton és a peremeken lithothamniumos zátony- és szirtképződmények alakultak ki, továbbra is felsőeocénre jellemző faunaegyüttessel. A vulkanizmus részben tengeri, részben szárazföldi explóziójának változó hevességét a piroklasztikumok szélsőséges szemnagysága is bizonyítja. Az explóziók azonban nem voltak olyan hevesek, mint a miocénkori vulkánosság esetében, ahol az agglomerátumok tömbjei helyenként a köbméteres méreteket is meghaladják. A felsőeocén vulkánosság különböző szakaszaiban a környezethatások és talán az aktivitási szünetek változó hossza következtében eltérő kőzetváltozatok keletkeztek (pl. jelentősen felszaporodott néhol a kvarctar-




*102. ábra.* A Mátra hegység területének ősföldrajzi képe a felsőeocén végén
I. Paleozóos vagy prepaleozóos kristályos alaphegység, II. középsőtriász rög, III. eocén transzgresszió területe, IV. felsőeocén vulkáni terület

*Textfig. 102.* Latest Eocene paleogeography of the Mátra area
I. Paleozoic or pre-Paleozoic crystalline basement, II. Middle Triassic horst block, III. area of Eocene transgression, IV. Upper Eocene volcanic area

talom, emiatt a kőzet már a dácitos kőzetcsoportba való átmenetet képviseli). A vulkáni felépítmények kialakulása után a területen nagymérvű posztvulkáni tevékenység indult, mely a lávakőzetet és piroklasztikumot erősen átalakította. Az eredeti kőzet helyenként a felismerhetetlenségig átalakult. A posztvulkáni tevékenység után új lávatömegek nyomultak be a már átalakított kőzettömegekbe, ahol viszonylag üdén szilárdultak meg. Az átalakított kőzetek által közrefogott lakkolitokat és teléreket a *III. vulkáni fázis* termékeinek tekintjük. Ilyen benyomult, üdén maradt kőzeteket az Rm. fúrások egynémelyike is harántolt, pl. az Rm. 10. és 30. számú (103. ábra).

A felsőeocén vulkáni tevékenység *IV. fázisa* a szubvulkáni fázis, melynek megrekedt tömege köbkilométeres nagyságrendű lakkolit vagy batolit.

A magmatömeg a környező karbonátos kőzetekkel való érintkezésén szkarnövet alakított ki, ezek a következők:

*Szilikátos szkarnfáciesek:*

1. wollastonitos fácies (wollastonit, laumontit) (X. tábla 4.);

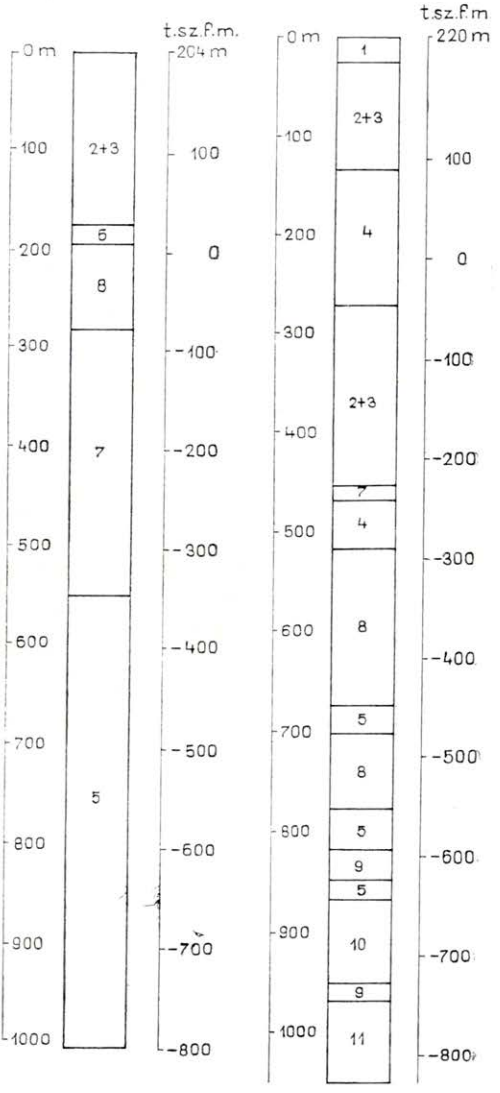
2. piroxén—gránátos fácies (klinozoizit, vezuvián, grosszulár, anhidrit) (X. tábla 3.);

3. gránátos—epidotos fácies (grosszulár, andradit, epidot) (XI. tábla 1., 2., 3.);

4. epidot—amfibolfácies (epidot, krokidolit, szerpentin, anhidrit) (IX. tábla 4.).

A szilikátos szkarnfácieseken kívül *szulfidos—érces fáciesek* is kialakultak, ezeket a gazdaságföldtani fejezetben ismertetjük.

A fentieken kívül a megrekedt magmatömeg posztmagmás tevékenysége a kőzettest fölötti üledékes összletben erőteljes pirites—kovás metaszomatózist okozott. A kőzet eredetileg mészkő vagy dolomit volt,

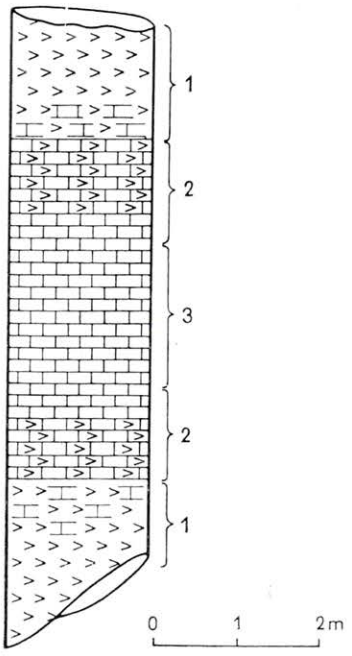



*103. ábra.* A recski szubvulkáni kőzettestet elérő fúrások szelvényei

*1.* Feltalaj, *2.* biotitamfibolandezit II. fázis, *3.* biotitamfibolandezit-tufa és -agglomerátum II. fázis, *4.* amfibolandezit III. fázis, *5.* szubvulkáni andezit, *6.* kovás agyagpala, *7.* kovás mészkő, *8.* kovás dolomit, *9.* endoszkarn andezitben, *10.* dolomit szkarnnal, *11.* dolomit

*Textfig. 103.* Lithological logs of the boreholes that have reached the subvolcanic body at Recsk

*1.* Soil, *2.* biotite-hornblende andesite, IInd phase, *3.* biotite-hornblende andesitic tuff and agglomerate, IInd phase, *4.* hornblende andesite, IIIrd phase, *5.* subvolcanic andesite, *6.* siliceous shale, *7.* siliceous limestone, *8.* siliceous dolomite, *9.* endoskarn in andesite, *10.* dolomite with skarn, *11.* dolomite




*104. ábra.* Endoszkarnos magszakasz a recski mélyfúrásokból
*1.* Szkarnosodást előidéző vulkáni kőzet, *2.* szkarn, *3.* mészkő

*Textfig. 104.* Endoskarn core interval of boreholes at Recsk
*1.* Volcanic rock provoking contact effect, *2.* skarn, *3.* limestone

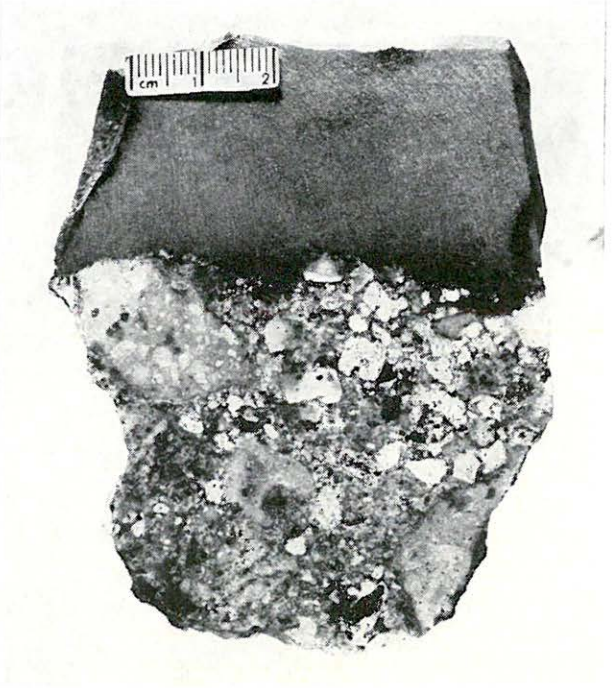
melyet a metaszomatózis csaknem teljesen kvarcittá alakított át. A kiszorítás mértéke esetenként elérheti a 85—95%-ot is.

A megrekedt kőzettest belsejében hidrotermális hatásra helyenként kalkopirites disszeminációl alakult ki, mely esetenként eléri a gazdaságos dúsulást. Az Rm. jelű fúrások tanúsága szerint a megrekedt kőzettömeg belsejében is vannak átalakult (kontaktizált) „zárványok", amelyek ásványos összetétele sokban hasonlít az exoszkarnos fészkekéhez. (Az előbbiből a wollastonit és anhidrit hiányzik.) Az „endoszkarn" (kontaktizált zárvány) keletkezésével kapcsolatban fennállhat az a lehetőség, hogy a mélyben mozgó, áramló magma a kamra falából kisebb-nagyobb mészkő- vagy dolomitdarabokat tépett le, azokat asszimilálta, metaszomatizálta. Ezt a feltevést támasztják alá azok a magszakaszok, melyeknek elváltozásait a 104. ábrával kívánjuk szemléltetni, amikor a szkarnos átalakulás éles határokat nem mutat és az átalakult magrészletet mindkét oldalról nagy vastagságú intrúzív tömegek fogják közre.

A két első vulkáni fázist követő posztvulkáni hidrotermális tevékenység nemcsak a mélyebb szinteken, de a felszínközelben is erőteljesen átalakította a kőzeteket. A vulkáni terület felszíni elterjedésének csaknem 80%-án erős hidrotermális átalakulás figyelhető meg. Az átalakulás általában kovásodásban, agyagásványosodásban, piritesedésben és részleges kálimetaszomatózisban jelentkezik. A hidrotermális—metaszomatikus folyamatoknak tulajdonították és tulajdoníthatjuk a sztratovulkáni összlet magasabb szintjeiben ismert enargitos—luzonitos—tetraedrites és a peremi részeken levő szfalerites—galenites ércesedést is. Az előbbi ércesedésen a Recsk melletti Lahócában csaknem kétszáz éve folyik a változó volumenű bányászat.

Az Ilona-völgyi „timsós-tó" körzetében már évszázadokkal ezelőtt timsót főztek (timsópala) a fumarolásan átalakított andezitből. Ugyanott, valamint a Fehérkő déli lejtőjén és az Istenáldás-táró közelében többféle fumarolit alakult ki, melyek elbontásakor felszabaduló kén-dioxid még ma is érezhető. A vulkáni tevékenységet követő fumarolás vagy hidrotermás működés egyes jelek szerint átterjedt az alsóoligocénre is, ahol a közvetlen fedőrétegekben ascendens kovásodás figyelhető meg. A lapillis andezittufa és a homokos márga érintkezése (105. ábra) is ezt bizonyítja.

A felsőeocén transzgresszió utolsó ingressziója elborította a vulkáni szigetek egy részét és a márgás tengeri üledékek keveredtek a szigetek oldalairól lepusztuló vulkáni törmelékanyaggal. Néha a keverékanyagban sok *Lithothamnium* és *Foraminifera* található. Az átmeneti tufás—törmelékes üledékek faunatársasága még felsőeocén kort jelez.



*105. ábra.* A kovásodott és elbontott lapillis andezittufa és az alsóoligocén homokos márga érintkezése. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 105.* Contact between silicified and altered andesitic lapilli tuff and Lower Oligocene sandy marls. (Photo: PELLÉRDY)

Összefoglalva a vulkáni összletben végzett megfigyelések alapján a felsőeocén vulkánosságot négy fázisra oszthatjuk fel:

I. Kezdeti szubmarin fázis, tengeri lávaömlésekkel, péperittel, tufával és tufittal.
II. Sztratovulkáni fázis, biotitamfibolandezit és -dácit lávaszintekkel és piroklasztikumokkal.
III. Intrúziós fázis, amfibolandezit-apofizákkal, lakkolitokkal.
IV. Szubvulkáni fázis, durvaszemcsés andezittel, mikrodiorittal.

A fenti fázisok legjellemzőbb képződményeit az Rm. 10. és 17. sz. fúrások harántolták (103. ábra).

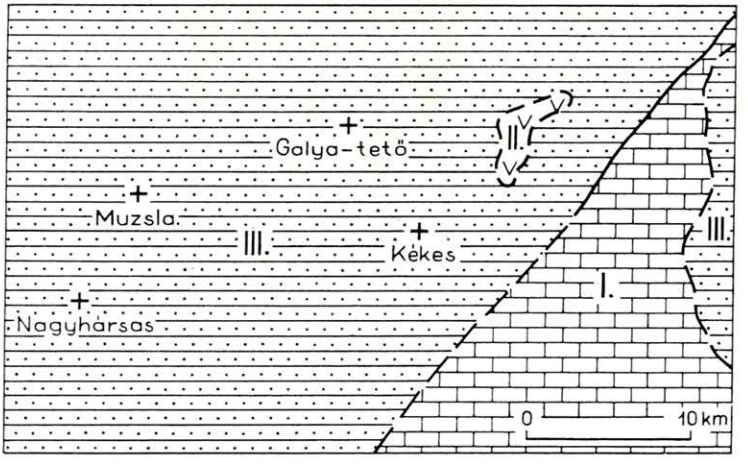
Az oligocén lattorfi és rupéli emeletek idején a tenger — egy-két magasabb sziget kivételével — elborította a területet. A Lahóca és Kanázsvár északkeleti és keleti területeire a tenger hamarabb betört, míg a déli és délnyugati részekre csak a rupéli idején transzgredált, ekkor került víz alá a hegység nyugati részének aljzatát alkotó metamorf kőzetekből álló terület is (106. ábra). Az oligocén üledékképződést váltakozó homokos, márgás és agyagos rétegek jellemzik, gazdag *Foraminifera*-társasággal. Az összletet *Foraminiferák* alapján öt szintre tagolják (MAJZON L. 1961). A rupéli, majd a katti üledékes kőzetek között különböző mélységközökben tufa- és tufitbetelepüléseket ismertettek. E piroklasztikum-rétegek tenger alatti explóziókból származnak. Ilyen piroklasztikum-rétegeket találtak a nyugat-bükki, pontosabban a bükkszéki szénhidro-

gén-kutató fúrásokban és a Mátra hegységtől nyugatra elterülő oligocén összletekben is. A rupéli üledékek felső részén a homokos rétegek egyre gyakoribbá válnak, megindult egy lassú, de folyamatos kiemelkedés, mely a katti emelet végén parti kavicsfelhalmozódásban csúcsosodik ki. A katti sekély- és hideg vízű tengerben gyakori a glaukonitkiválás. A faunatársaság viszonylag szegényes. A homokos tengerfenéken férgek és más fenéklakó szervezetek, valamint néhány *Foraminifera*-faj élt. A sekélyvizet parti keresztrétegzettség is jelzi.

Az oligocén végén, a szávai orogén fázis első szakaszában a hegység keleti részén a ladini sorozat az oligocén rétegekre tolódott (Telegdi Roth K. 1912, Jaskó S. 1946), ez meggyorsította a regressziós folyamatot. A fokozatos kiemelkedés a burdigalai idején először partszegélyi, majd szárazföldi rétegeket eredményezett.

A burdigalai felső tagozata képződésének idején a hegység területének nagy része szárazföld volt. A meginduló újabb térszínsüllyedés nagyobb mélyedéseit folyóvízi szállítású kavics, konglomerátum tölti ki. A szállítás az É-i szlovákiai részekről történt, mivel a Ny-i kristályos alaphegységet vastag oligocén sorozat fedte. Másutt kisebb lápok, a szárazföldi üledékgyűjtőkben szárazföldi tarkaagyagok rakódtak le, amelyekben agyagos, márgás és homokos fáciesek egyaránt elkülöníthetők (Ördöggátak). A tarkaagyagban elvétve gipszes—tőzeges betelepülések és helyi hullámfodros kifejlődések is vannak (Ördöggátak, Varga Gy. 1966a).

Az óstájer orogén fázis első szakaszát hatalmas erejű, kizárólag explóziós jellegű vulkánosság jelzi („alsó riolittufa"). A kiszóródott törmelékanyag az említett üledékgyűjtőket feltöltve, nagyrészt szárazföldön halmozódott fel. A piroklasztikum túlterjed a hegység mai területén, kiterjedése megközelítőleg 6000 km²-nyi (Pantó G. 1965b). A riolitos explóziók pontos helyét nem is-




*106. ábra.* A Mátra hegység területének ősföldrajzi képe az oligocén végén
I. Középsőtriász feltolt rög, II. felsőeocén vulkánosság területe, III. az oligocén tenger területe

*Textfig. 106.* Latest Oligocene paleogeography of the Mátra area
I. Middle Triassic reverse faulted horst block, II. area of Late Eocene volcanism, III. area of the Oligocene sea

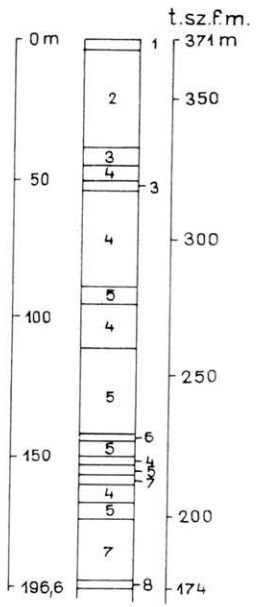
merjük, sőt a hozzá kapcsolható agglomerátumos kifejlődést is csak a Bájpatak alsó szakaszán (VARGA GY. 1966a).

Irodalmi utalások szerint a nagy kiterjedésű savanyú tufatelepek nem egyetlen vulkánból, hanem egy vagy több hasadékszerű felnyílásból törtek ki (PANTÓ G. 1965b). Hasonló kifejlődés ismert az új-zélandi Taupó-árok vidékén és az USA nyugati államaiban, valamint a közép-amerikai Cosegüina, Coatepeque és Ilopango kráterek, kalderák körzetéből.

A riolittufa kovásodott és szenesedett. Famaradványai között *Acer* és gyantamentes fenyőfélék a leggyakoribbak. A szenesedés a forró vulkáni porban ment végbe, a kovásodás viszont később, a beágyazó tufa deszilifikációjával, mivel csak a fa edénynyalábjai kovásodtak erősen.

Az explóziók után a süllyedő térszínen zöldesszürke agyag ülepedett le. Ebben gerincesmaradványokat találtak (VADÁSZ E. 1960). A fokozatos süllyedés tette lehetővé a hegység ÉNy-i előterében barnakőszén mocsár-láp kialakulását. A heteropikus sekélytengeri jelleget a nagybátonyi II. és III. kőszéntelepek közti teredós rétegek bizonyítják. A II. kőszéntelep fedőjében csökkentsósvízi *Congeria*-fajokat találtunk. A térszínsüllyedés tovább folytatódott és az I. telep fedőjében újra tengerparti teredós agyag halmozódott fel. Az agyagos üledékképződés ezt követően egyre homokosabbá válik és a síkparti területrészeken cardiumos—oncophorás homok (kavicsos homok) rakódott le. A barnakőszén-telepes sorozat Nagybátonytól kelet felé fokozatosan kiékelődik, kimaradnak a barnakőszén-telepek. Vastagsága a hegység keleti végén alig 15 m. A vulkáni hegység tömege és déli előtere alatt a kőszéntelepes sorozat kifejlődése ismeretlen. A telepes csoport lerakódása után a riolittufából álló partokról helyenként áthalmozás indult meg, melyeket vékonyabb-vastagabb riolittufitos rétegek bizonyítanak (pl. Sirok 1. sz. alapfúrásban 11 m, a Hunok sírja nevű magaslaton mintegy 15—20 m). Ezt követően az óstájer orogén fázis fő szakaszának hatására megindult intenzív medencesüllyedés több száz méter vastag agyagos, karbonátos aleuritösszletet (slírösszlet) eredményezett. Ebben váltakozó agyagos, márgás és homokos szintek különíthetők el. A sorozat vastagsága igen változó, Nagybátony körzetében több száz méter, keleten legfeljebb 110 m. Az üledékképződésben jelentős szerepet játszott a közeli partok lepusztult anyaga. Ebben az üledékképződési ciklusban intenzívebb volt a karbonátkiválás és a pelites képződés. Az összlet faunatársasága meglehetősen szegényes, csak egyes szintekben tartalmaz kagyló-, másutt gazdag *Foraminifera* faunát.

Az ekkor meginduló szubmarin vulkánosság anyaga a helvéti üledékekkel keveredett. A kevert üledékképződés meglehetősen hosszú ideig tarthatott, mivel a Hasznos 1. sz. fúrás több mint száz méter vastagságban harántolta (107. ábra). A később uralkodóvá váló tiszta vízi lerakódású andezittufa, majd agglomerátumrétegek közötti 20—22 m vastag andezitláva egyetlen lávaömlést képvisel. A tufás szintekben a tenger alatti halmirolitikus elbontás igen gyakori, sőt a hegység keleti részén levő Szállás-hegy körzetében típusos bentonitkifejlődést is eredményezett. A helvét végi vulkánosság a hegység nyugati részének egyik É—D-i irányú felnyílásán indult meg. A centrum helyét pontosan nem ismerjük, de a legdurvább agglomerátumos kifejlődés alapján a jobbágyi Nagyhársas körzetében valószínűsítjük (108. ábra). Kelet felé haladva a sztratovulkáni tagok száma egyre csökken, sőt a K-i Mátrában már csak egyetlen tagból, egy kissé elbontott lapillis tufából áll. A Sirok 1. sz. alapfúrás szintén harántolta a szóban forgó képződményt, de már csak két

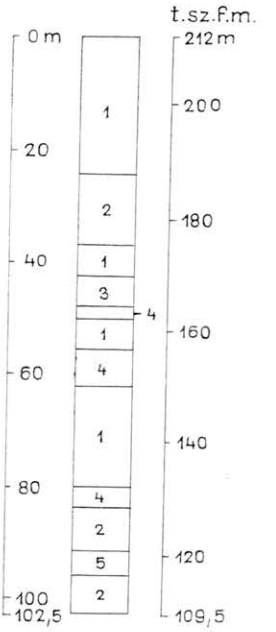



*107. ábra.* Hasznos 1. sz. fúrás rétegsora

*1.* Talaj, *2.* horzsaköves dácittufa, *3.* alsó piroxénandezit, *4.* alsó piroxénandezittufa és -agglomerátum, *5.* piroxénandezittufit, *6.* homok, *7.* márga *8.* homokkő

*Textfig. 107.* Lithological log of borehole Hasznos-1

*1.* Soil, *2.* pumiceous dacitic tuff, *3.* lower pyroxene andesite, *4.* lower pyroxene andesitic tuff and agglomerate, *5.* pyroxene andesitic tuff, *6.* sand, *7.* marl, *8.* sandstone




*108. ábra.* Jobbágyi ipari fúrás rétegsora

*1.* Piroxénandezit, *2.* piroxénandezittufa, *3.* andezittufit, *4.* andezit lávaagglomerátum, *5.* alsó piroxénandezittufa (salakos)

*Textfig. 108.* Lithological log of industrial borehole at Jobbágyi

*1.* Pyroxene andesite, *2.* pyroxene andesitic tuff, *3.* andesitic tuffite, *4.* andesitic lava agglomerate, *5.* lower pyroxene andesitic tuff (scoriaceous)

kisebb tufitos közbetelepüléssel (109. ábra). Az explóziók rendkívüli hevességére enged következtetni, hogy a durvaagglomerátumos kifejlődésű szintekben különböző szövetű kőzettömbök vannak, vagyis az explóziók nemcsak saját lávafoszlányaikat lövellték ki, hanem a kráterfal és a megelőző lávapadok anyagát is feltépték és keverték saját törmelékükkel. A helvét végi vulkánosság kora az újstájer orogén fázis első szakaszára tehető. A hegység északnyugati részén kisebb tömegű, vízbe ömlött, glaukonittartalmú andezittesteket ismertetett Kubovics I. (1964a). A Közép-Mátra Veszes-patak völgyében számos kovásodott fatörzset találtunk (110. ábra).

A helvét végi andezites vulkánosságot kisebb fokú lepusztulás követte, majd egy még hevesebb explóziós dácitos vulkánosság kezdődött. Ez törmelékanyagát megközelítőleg 25—30 ezer km²-nyi területen terítette szét, a centrumnak vagy centrumoknak megfelelő vastagságban. A hegységen belül a képződmény vastagsága 25—100 m között változik, kelet felé növekvő (pl. a Verpelét 1. sz. fúrásban közel 190 m). Kitörési centruma vagy explóziós árkainak egyike a DK-i vagy K-i előtérben, esetleg a K-i Mátra aljzatában volt (Varga Gy.

1962a). A feltevést az támasztja alá, hogy a horzsaköves dácittufában emberfej nagyságú dácitbombákat találtunk, melyek nem származhattak nagy távolságról. A bombák gyakorisága és nagysága nyugat felé csökken.

A hatalmas kiterjedésű tufalepleket — így a tárgyalt dácittufát is — egyes kutatók nem központi vulkánból származtatják, hanem hosszan elnyúló vulkáni hasadékok explóziós termékének vélik (PANTÓ G. 1965b). Világviszonylatban mindkét keletkezési formára találunk példát. Az új-zélandi Taupó-árokból hatalmas tömegű tufa- és ignimbritlepleket származtatnak, ugyanakkor a nicaraguai Cosegüina és az ősi Mazama monovulkánokból hasonlóan nagy területekre kiterjedő savanyú piroklasztikum kiszóródását említik.

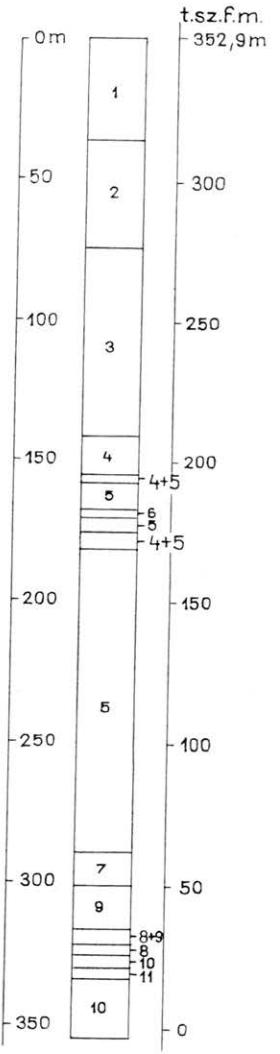
A Mátra hegységi esetben a vulkáni ciklus során a tufa kezdetben még vízbe hullott, mivel osztályozott és réteges (Áldozó-patak völgye). A kiszórt törmelékanyag később feltöltötte az üledékgyűjtőket, így az összlet fokozatosan szárazföldivé vált. E szárazföldi sorozatban gyakoribb az összesülés (pl. Átrád-völgy, Bíró-kútja és Nagyzúgó körzetében).

A nagy tufaszórási explóziós időszakot a K-i Mátra területén egy rövidebb extrúziós fázis szakította meg, amikor egy KÉK—NyDNy-i irányú felnyíláson kisebb dácittömegek nyomultak felszínre (pl. a Pisztrángos-tó melletti dácitkúp oldaláról induló ÉÉK-i irányú lávanyelv). A dácitkúpok kialakulása után a feküvel azonos savanyú piroklasztikum kiszóródása vagy kiáramlása tovább folytatódott, elfedte a kúpokat, melyeket csak a későbbi erózió tárt újra fel.

A dácitos vulkánosság után a térszín helyenként süllyedésnek indult, ezért a szárazföldi tufalepel részben víz alá került, melyen kisebb foltokban vízi lerakódású andezittufát vagy agglomerátumot találtunk. Ilyen átmeneti képződményeket főleg a nyugat-mátrai Jobbágyi és Szurdokpüspöki körül figyelhetünk meg. A térszínsüllyedés korát nem lehet egyértelműen eldönteni. KUBOVICS I. (1963a, b) a dácitos és andezites vulkáni fázisok között egy eróziós fázist is említ, szerintünk a meginduló heves andezitexplóziók bombái a még meg nem szilárdult dácittufára hullva abba belesüllyedtek.

Az újstájer orogén fázis második (fő) szakaszában a tortonai emelet idején egyszerre vagy egymást követve több kráterből indult meg az explóziós tevékenység. Az explóziók hevességét jelzik az agglomerátumok köbméteres tömbjei (111., 112. ábra).

Az andezitvulkánosság is a mai hegység nyugati peremén indult meg a felsőhelvéti szubmarin explo-

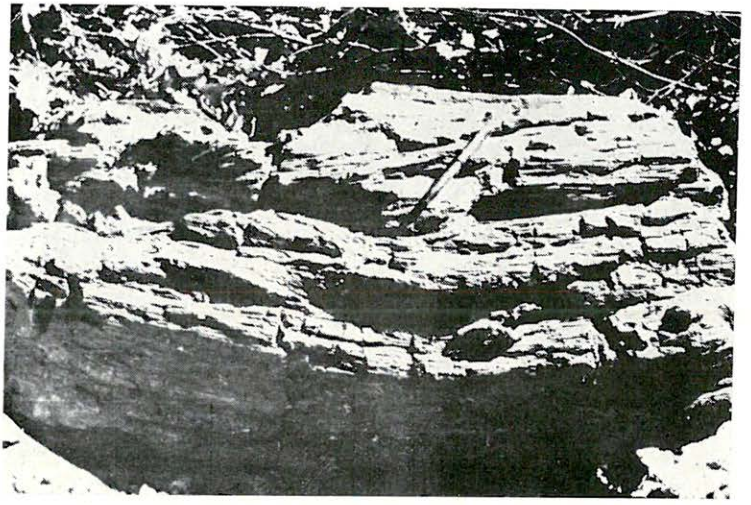



*109. ábra.* Sirok. 1 sz. alapfúrás miocén rétegsora

*1.* Fedő piroxénandezit, *2.* andezittufa, *3.* horzsaköves dácittufa, *4.* alsó andezittufa, *5.* agyagos, márgás aleurit (slírösszlet), *6.* homokkőpad a slírösszletben, *7.* áthalmozott alsó riolittufa, *8.* alsó riolittufa, *9.* szárazföldi homokkő, *10.* diabáz, *11.* agyagpala

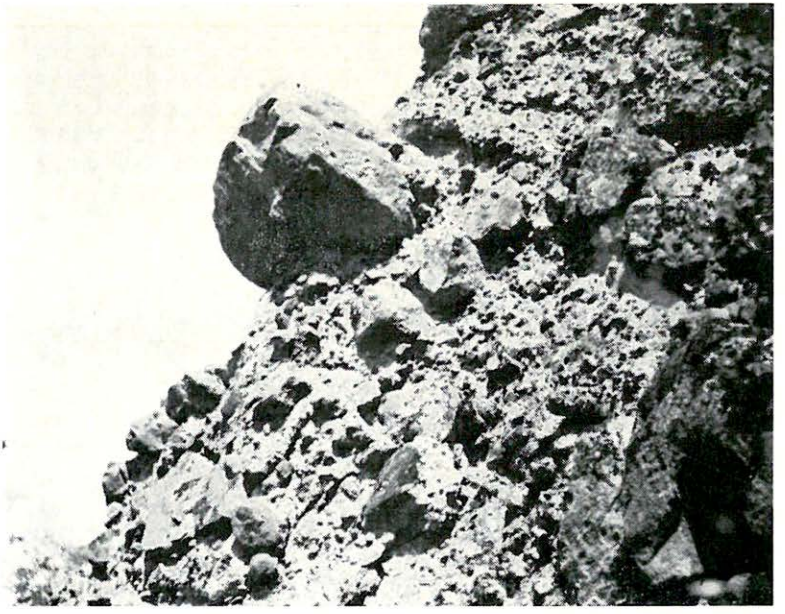
*Textfig. 109.* Miocene sequence of borehole Sirok-1

*1.* Overlying pyroxene andesite, *2.* andesitic tuff, *3.* pumiceous dacitic tuff, *4.* lower andesitic tuff, *5.* clayey, marly siltstone (Schlier sequence), *6.* sandstone bed within the Schlier sequence, *7.* redeposited Lower Rhyolitic Tuff, *8.* Lower Rhyolitic Tuff, *9.* terrestrial sandstone, *10.* diabase, *11.* shale



*110. ábra.* Kovásodott fatörzs (Quercus) a parádsasvári Veszes-patak völgyében (a törzs átmérője 50 cm, hossza 1 m)

*Textfig. 110.* Silicified trunk (Quercus) in the valley of Veszes brook at Parádsasvár (diametre of trunk 50 cm, length 1 m)



*111. ábra.* Durva agglomerátum feltárása a nyugat-mátrai hasznosi Várhegy oldalán (a képen látható tömb kb. 1 m átmérőjű)

*Textfig. 111.* Outcrop of coarse agglomerate on the hillside of the Várhegy at Hasznos in the western Mátra (the block visible on the picture is about 1 m in diametre)



*112. ábra.* Legömbölyödött vulkáni bomba a petőfibánya—rózsaszentmártoni országút bevágásában

*Textfig. 112.* Rounded volcanic bomb in the road-cut between Petőfibánya and Rózsaszentmárton

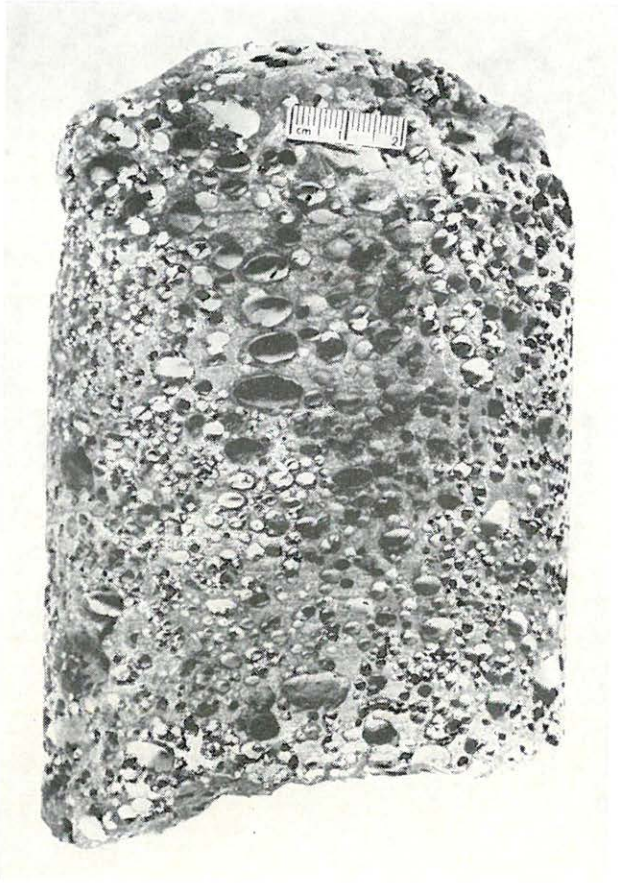
ziók területén. A mai hegység déli előterében ekkor egy szerkezeti árok alakult ki, amelyet a meginduló vulkánosság feltöltött, ezután indult meg a mai vulkáni felépítmény kialakulása (VARGA GY. 1967a). A későbbiek során a vulkáni terület számos kráteréből lávafolyások ömlöttek a törmelékes felszínre. A kiömlő kőzetolvadék gáztartalma, kihűlési sebessége, a különböző környezeti tényezők stb. miatt a hegység felépítésében igen sok egymástól merőben eltérő megjelenésű kőzetváltozat alakult ki. Ezek közül elsőnek említjük a *hólyagos* andezitet, mely gázdús lávafolyásokból keletkezett (113. ábra). A *mandulaköves* andezitek ott fordulnak elő, ahol az izzó kőzetolvadék karbonátgazdag nedves környezetbe nyomult be. A fentiekhez hasonló kis térfogatsúlyú kőzetváltozatokat találtunk egyes explóziós felhalmozódásokban. Ezeket a földtani szakirodalom *salakos—szivacsos* néven említi és genetikájuk a savanyú explóziók horzsaköveihez hasonló.

Részletes vizsgálataink során számtalan, egymástól eltérő lávaformációt találtunk. A Ny-i és D-i Mátra jellegzetes kőzettípusa a hólyagos andezit, melyben a szűcsi Hársas-patak völgyében és a Vöröskő-bérc körzetében a gázdús láva mozgásával magyarázható megnyúlt hólyagokat tartalmazó padokat találunk (114. ábra). Bár egy-egy lávafolyás felső szintje legtöbbször hólyagos vagy salakos szerkezetű, éppen ez pusztul le leggyorsabban, ezért ezek nagyon ritkák.

A legtípusosabb *salakos* szerkezetű lávakőzeteket a K-i Mátra déli szegélyein ismertük meg (115. ábra).

A *tömör lávakőzet* típusa a mátrakeresztesi Malom-völgyben van a legjobban feltárva (116. ábra). A fekü finomszemcsés tufát a ráömlő izzó láva megpörkölte.

A szűcsi Hársas-patak völgyében, a völgy két oldalát piroklasztikum építi fel, a patakmeder talpán a későbbiekben erősen lekoptatott lávakőzet van (117. ábra).



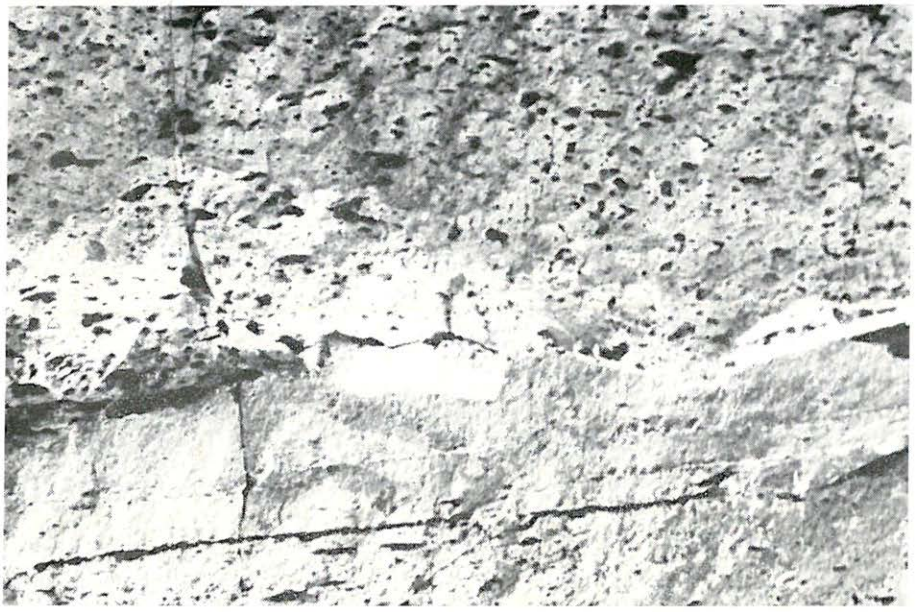
*113. ábra.* Típusos hólyagos andezit a Gyöngyöspata 1. sz. térképező fúrásból. (Fotó: Pellérdyné)

*Textfig. 113.* Typical vesicular andesite from survey borehole Gyöngyöspata-1. (Photo: Pellérdy)

A Ny-i Mátra egyik érdekes kőzetváltozata a *gömbhéjas* elváltozás (118. ábra). A repedések mentén meginduló elbontás helyenként oly nagymérvű, hogy a kőzet pszeudoagglomerátumnak is nevezhető.

A hegység lávakőzetei között gyakran *törmelékes szerkezetűeket* is találunk, melyeknek létrejötte attól függ, hogy a kiömlő kőzetolvadék milyen térszínen folyik végig. Megfigyeléseink szerint, ha egy láva törmelékes térszínen mozog előre, akkor a törmelékeket magába szedve és gyűrve jellegzetes lávaagglomerátum keletkezik. Ilyen lávaagglomerátum-szinteket főleg a hegység középső és déli részein találtunk. A lávaagglomerátumban is előfordul, hogy a befoglalt kőzettörmelék különböző kőzetváltozatokat képvisel.

A vulkánosság fokozatosan kelet felé terjedt ki és felépült a Ny-i Mátra központi részének sztrato-sorozata. A sztratovulkáni sorozat — a fúrási adatokat összevetve — néha 20—25 egymásra települő tagból állhat, bár ez nagyon változó (119. ábra).



*114. ábra.* Hólyagos és tömör lávakőzetpadok egymásra települése a nyugat-mátrai Hársas-patak völgyében, Szűcsi közelében

*Textfig. 114.* Superposition of vesicular and compact lava rock beds in the valley of Hársas brook in the western Mátra, near Szűcsi village



*115. ábra.* Salakos lávakőzet a kisnánai Nagy-völgyben, a fekvőben agyagásványosodott tufa települ

*Textfig. 115.* Scoriaceous lava rock in the Nagy valley at Kisnána, underlain by argillized tuff



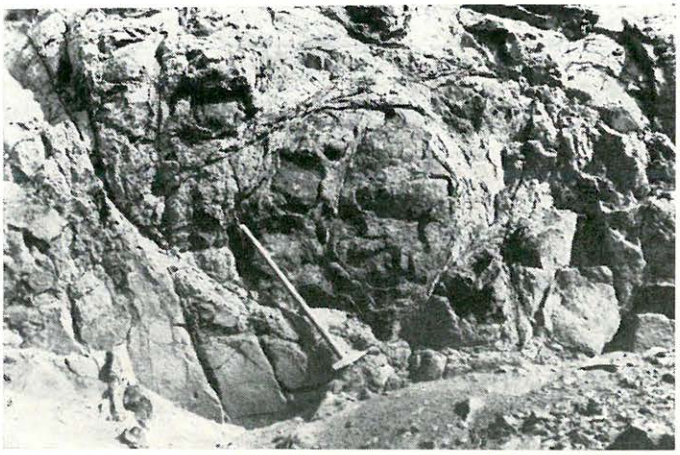
*116. ábra.* Patakerózió által kipreparált lávakőzet a mátrakeresztesi Malom-patak völgyében

*Textfig. 116.* Lava rock uncovered by weathering due to fluviatile erosion in the valley of Malom brook at Mátrakeresztes



*117. ábra.* Patakvíz által koptatott lávakőzet-felszín a szűcsi Hársas-patak völgyében

*Textfig. 117.* Lava rock surface weathered by brook water erosion in the valley of Hársas brook at Szűcsi



*118. ábra.* Jellegzetes gömbhéjas elváltozás a rózsaszentmártoni Tarcod egyik elhagyott kőfejtőjében

*Textfig. 118.* Peculiar spherical jointing in one of the abandoned quarries of the Tarcod at Rózsaszentmárton

A különböző kráterekből vagy hasadékokból kiömlő láva kőzettanilag változatos vulkanitokat szolgáltatott. Szorosan egymás mellett is találhatunk durva- vagy finomszemcséjű andezitváltozatokat vagy hólyagos és tömör kőzettesteket. Előfordul, hogy ugyanazon kráterből egymásután kiömlő kőzetolvadék is eltérő jellegű kőzetként szilárdul meg.

Ugyancsak változatosak a különböző explóziós termékek is. A kitörési energia, a törmelékanyag szemnagysága és a kitörési távolság közötti ismert összefüggések a Mátra hegységben is érvényesek.

Hasonlóan kimutathatók területünkön a lahar-felhalmozódások is. A lahar jellegzetessége általában a vegyes agglomerátum „folyásos jellege", valamint a finomszemcsés tufa kaotikus keveredése a változó nagyságú bombákkal és tömbökkel (120., 121., 122. ábra). További jellegzetesség, hogy a cementáció lassan megy végbe, ezért a felhalmozódás tetején vagy előterében gyakran több köbméteres kőzettömbök találhatók, melyeket a lahar vonszolt a jelenlegi helyre, és közülük a finomabb frakció gyorsan kierodálódott (123. ábra).

Vizsgálataink szerint ilyen keletkezésű felhalmozódás a Markaztól északra levő elhagyott kőfejtők területe, ahol esetenként a nagyobb tömbök belesülylyedtek a laza piroklasztikumba (124. ábra).

Az egyes effúziós szakaszok között helyi *fumarolás tevékenység* indult meg, mely a kiömlő lávatömegekben és a környező explóziós termékekben erős oxidációs, hidratációs és egyéb elváltozásokat idézett elő.

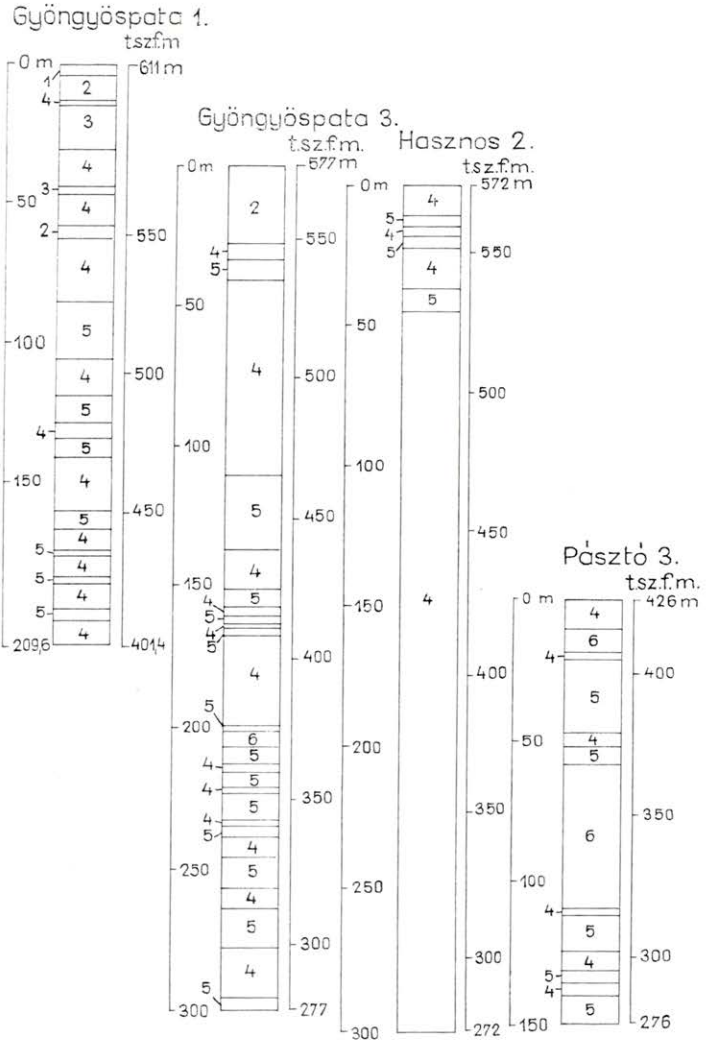
A hegység oxidációs elváltozásait különböző tényezőkre vezethetjük vissza:

— Kontakt-oxidáció, mely a tufa- és tufitrétegeken jelentkezik a ráömlő lávaárak hatására (mátrakeresztesi Malom-völgy, szűcsi Hársas-patak völgye stb.).
— Az üde kőzetek hajszálrepedéseiben megfigyelhető fumarolás oxidáció, ahol az ascendens gőz idézi elő a hematitosodást (szurdokpüspöki pince-pataki kőfejtő, abasári Ronya-kőfejtők stb.).
— Az autooxidáció az összletek mélyebb szintjeiben jelentkezik, különösen, ha a még forró lávát gyorsan elfedi egy finomszemcsés tufa. Ilyenkor a magnetittartalom átalakulása nem felszínen, hanem lefojtottan megy végbe. Ez utóbbi

esetben a felszabaduló és kolloid állapotú vas megszínezi a kőzetüveget is (kisnánai Csurgó-patak völgye, apci Kopasz-hegy stb.).

— A kovás oxidáció kapcsolatba hozható a második típusú elváltozással, azzal a különbséggel, hogy ebben az esetben az oxidatív átalakuláshoz erőteljes fumarolás vagy exhalációs kovásodás társult (nyugat-mátrai Vöröskő és Szalajkás-tető körzete).

Az oxidációs folyamatokat nem köthetjük természetesen egyetlen időszakhoz, mert azok végigkísérik a vulkáni folyamatokat.




*119. ábra.* A középső sztratovulkáni összlet típusszelvényei

*1.* Talaj, *2.* kálitrachit, *3.* kálitrachittufa, *4.*piroxénandezit, *5.* piroxénandezittufa, *6.* piroxénandezit-lávaagglomerátum

*Textfig. 119.* Type sections of the Middle Stratovolcanic Formation

*1.* Soil, *2.* K-trachyte, *3.* K-trachytic tuff, *4.* pyroxene andesite, *5.* pyroxene andesitic tuff, *6.* pyroxene andesitic lava agglomerate



*120. ábra.* Jellegzetes folyást mutató agglomerátum a kelet-mátrai Kisnána közelében
*Textfig. 120.* Agglomerate exhibiting a characteristic flow structure near Kisnána in the eastern Mátra

A *hidratációs* átalakulások több okra vezethetők vissza, de azokban a víznek vagy vízgőznek mindig szerepe van. Az agyagásványosodást a kezdődő vulkánosság finomszemcsés törmelékeinek az üledékgyűjtőben lejátszódó halmirolízisével és a későbbi hidrotermás és exhalációs tevékenységgel magyarázhatjuk.

* * *

A hegység vizsgálatakor igen sok egymástól elkülöníthető *kőzetváltozatot* ismertünk meg. A nagyfokú változatosság oka részben a polivulkanikus kifejlődés, részben a folyamatmeghatározó tényezők sokrétűsége.



*121. ábra.* Lahar által vonszolt, repedezett andezitbomba a Markaztól északra levő elhagyott kőfejtőben
*Textfig. 121.* Lahar-dragged, fractured andesitic bomb in an abandoned quarry north of Markaz



*122. ábra.* Lahar felhalmozódás jellegzetes „folyásos szerkezet"-tel a markazi legelő egyik elhagyott kőfejtőjének falában

*Textfig. 122.* Lahar accumulation of characteristic "fluidal structure" in the face of one of the abandoned quarries on the pasture at Markaz

A középső rétegvulkáni sorozat kőzeteit négy fő csoportba osztottuk:

*a)* A legelterjedtebb kőzetváltozat az augitos hipersztén-andezit, mely a Kékestől a Zám-patakig a vulkáni tömeg nagyobb részét adja. Kisebb tömegekben a K-i és DNy-i Mátrában is előfordul. Az andezitváltozatok hiperszténtartalma gyakran bronzit, amit esetenként a kőzet magas MgO-tartalma is bizonyít. A bronzit és hipersztén elkülönítésével nem foglalkoztunk.

*b)* Hipersztén andezitből épültek fel a hegység keleti szárnyának déli nyúlványai és mélyebb szintjei. A Gyöngyösoroszi 3. sz. fúrásban mélyebb szinten ugyancsak találtunk augitmentes hiperszténandezitet.



*123. ábra.* A lahar előterében látható kőzettömbök, amelyek közül a finomabb részleg teljesen kierodálódott

*Textfig. 123.* Blocks in front of a lahar, the finer fraction has been totally removed by erosion

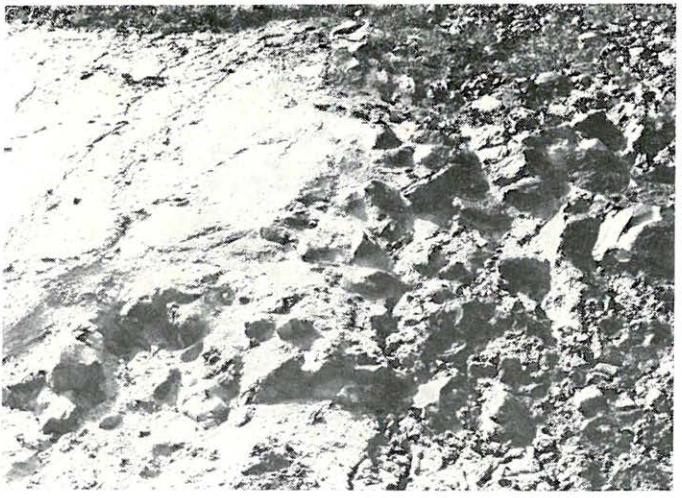


*124. ábra.* A lahar által szállított laza, tufitba süllyedt kőzettömb a markazi vízmosás falában

*Textfig. 124.* Lahar-transported block sunk into tuffite in the wall of a ravine at Markaz

*c)* Az amafitos andezit már alárendeltebb: a nyugat-mátrai Nagyhársas DK-i lejtője, Ólom-bérc, Német-bérc, Szarvas-bérc, Diós-patak völgye és Pince-patak nevű területrészeken található. Jellemző e kőzettípusra a mikroszemcsés kifejlődés és a színes elegyrészek teljes hiánya.

*d)* A negyedik típus a Gyöngyöstarjántól északra már régebben ismert biotittartalmú piroxénandezit, melynek kisebb kibúvásai a Galya-tető déli lejtőin is megtalálhatók.



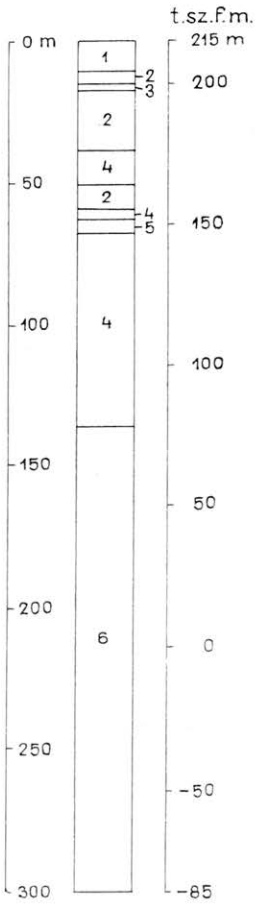
*125. ábra.* Savanyú tufa és andezitagglomerátum érintkezése a mátrafüredi műút új bevágásában

*Textfig. 125.* Contact of acid tuff and andesitic agglomerate in the newly cut bank of the highway of Mátrafüred

A fenti kőzettípusokon kívül számos *alváltozat* is van, melyeket egy-egy jellemző elegyrész alapján neveztek el. Ilyen alváltozatok: pigeonitkoszorús hipersztén andezit (K-i Mátra), bronzitos andezit (KUBOVICS I. 1963b) és a tridimites andezit (Kisnána).

A részletes térképezés során a középső sztratovulkáni andezitsorozatban több kisebb feltárásban *savanyú piroklasztikum-betelepüléseket* találtunk. E képződmények korlátozott elterjedésűek és nem szinttartóak. Keletkezésüket két eruptív fázis közti szünet utáni iniciális explóziókkal magyarázzuk. (Pl. az izlandi Hekla 1947—1948. évi erupciójakor az első explóziós termék dácitos volt, az azt néhány hónap múlva követő lávafolyások már bazaltosak.) A savanyú közbetelepülések egyik legjobb feltárása a Mátrafüred feletti új útbevágás, ahol az összlet andezitagglomerátummal érintkezik és a határ nem éles, sőt az agglomerátum kötőanyagát részben dácitos anyag adja (125. ábra).

A különböző lelőhelyekről begyűjtött savanyútufák erősen különböznek egymástól. Van típusos riolitos és dácitos összetételű, de a petőfibányai elhagyott trasztufabánya anyaga egy horzsaköves andezitlapillis vegyestufa, mely a Petőfibánya 2. sz. fúrás mintáinak elemzése szerint helyenként andezites összetételű (126. ábra). Vastagsága itt meghaladja a 160 m-t.




A középső sztratovulkáni sorozatban több fehér vagy világos színű, a főtömegtől eltérő összetételű betelepülés ismert. Ilyenek pl. a Nagyhársas nyugati oldalán (1,5 m), a Cserepes-tető északnyugati oldalán („esőcseppes" tufa), valamint a Disznókő és Kékes-patak völgyének felső szakaszán (kb. 1 m-es) ismert betelepülések.

A középső sztratovulkáni összlet fejlődéstörténetének alapvető kérdése a vulkáni centrumok pontos helye és a vulkanizmus intenzitása. Közismert, hogy a mai andezites összetételű vulkáni központokból kiömlő láva vastagsága 10—25 m között van. A hegységben néhány sekélyszerkezet-kutató fúrás 100—250 m vastag lávatestet harántolt.

A lávakőzetszintek feltűnő vastagságát több egymásra ömlött lávafolyással vagy egyetlen, térszíni süllyedésben összetorlódott lávafolyással magyarázzuk (pl. a Hasznos 2. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásban feltárt 255 m vastag andezittömeg).

A vulkáni explóziós termékek szintezése a hegységben nagyon bizonytalan.

Vulkanológiai ismereteink szerint az agglomerátum a centrumoktól távolodva egyre kisebb bombákat, lapilliket tartalmaz, majd portufába megy át az explózió erejének, a bombák méreteinek és térfogatsúlyának, a vulkáni felépítmény lejtőviszonyainak függvényében.

*126. ábra.* A Petőfibánya 2. sz. fúrás rétegsora

*1.* Talaj, *2.* agglomerátumos andezittufa, *3.* piroxénandezit, *4.* piroxénandezittufa, *5.* tavi agyag, *6.* horzsaköves vegyestufa

*Textfig. 126.* Lithological log of borehole Petőfibánya-2

*1.* Soil, *2.* andesitic tuff with agglomerate, *3.* pyroxene andesite, *4.* pyroxene andesitic tuff, *5.* lacustrial clay, *6.* pumiceous mixed tuff

Irodalmi utalások szerint a Vezuv 1906. évi erupciójakor mogyoró méretű kőtörmelék hullott Nápolyra, ami mintegy 12 km-re van a krátertől. A Tambora vulkán 1815. évi kitörésekor dió, sőt tojás nagyságú törmeléket figyeltek meg 40 km távolságban.

A mátrai explóziók hevességére a déli előtérben 30—40 km távolságban is megtalált vulkáni törmelék is utal, bár azok egy része áthalmozott is lehet.

A legdurvább tömböket tartalmazó agglomerátumok elhelyezkedése alapján a hegységben az alábbi vulkáni központokat tételezzük fel:

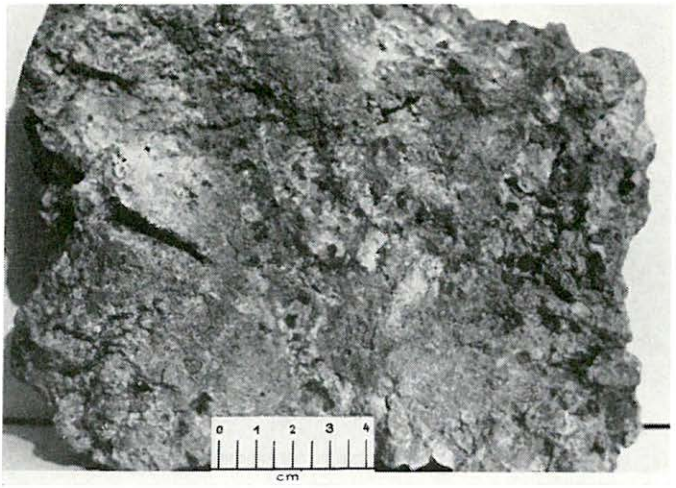
1. Jobbágyi, Nagyhársas
2. Pásztói Nyikom aljzata
3. Mátrakeresztesi Óvár aljzata
4. Gyöngyösi Sár-hegy
5. Markazi Hegyes-tető és Évakő körzete
6. Domoszlói Hegyes-hegy
7. Kisnánai Messzelátó-hegy és Ördögvályú-völgy
8. Kisnánai Hangács-tető és Bónahalom

Fentieken kívül a fiatalabb vulkanitokkal elfedett területeken valószínűsíthető még néhány kisebb centrum, de azok pontos helyét nem lehet kinyomozni.

* * *

Az alsótortonaira korlátozódó középső vulkáni fázis során felépült sztratosorozatot számtalan kisebb-nagyobb *fumarola-* vagy *szolfatára*-működés érte. A kőzetréseken és üregeken kiáramló gőzök és gázok környezetüket különböző mértékben átalakították és megszínezték. Ilyeneket figyeltünk meg az abasári Rónya-kőfejtőben és a Kékes-laposa nevű erdőrészben (127., 128. ábra).

A Mátra hegység nyugati területén az explóziós és effúziós fázisok után hosszantartó posztvulkáni—hidrotermális folyamat indult, ami a szerkezeti és




*127. ábra.* Fumarolásan teljesen átalakított salakos szövetű andezit az abasári Rónya-kőfejtőből

*Textfig. 127.* Scoriaceous andesite completely altered by fumarolic action, from Rónya quarry at Abasár

vulkántektonikai repedésekben és felnyílásokban *érces vagy meddő* kvarc-, barit- vagy kalcit-*teléreket* hozott létre. Az érces telérek kiválása gyakran szakaszos.

A posztvulkáni tevékenység során alakult ki a középső sztratovulkáni andezitsorozat egyik legkülönösebb képződménye, a *kálitrachit*. Feltételezhető, hogy a Ny-i Mátra egyes kálidús kőzetváltozatainak eredeti, üde anyaga is több káliumot tartalmazott, mint a hegység főtömegét adó piroxénandezit. A részletes kőzettani vizsgálatok során a kálidús kőzetek nagyobb részében *perlites szövetet* vagy szöveti reliktumot találtunk. A kálidús területektől izoláltan csak egy helyen (az Apc—Rózsaszentmárton közötti út mellett elhagyott kőfejtő andezitváltozataiban) ismertünk fel perlites szövetet.

A káliumnövekedés másik lehetőségét ismertette — ugyancsak a nyugatmátrai vizsgálatok és elemzések alapján — Kubovics I. 1966-ban, mely szerint a káliumot a hidrotermák szállították fel a fekvőben levő savanyú tufákból és csillámos márgákból.

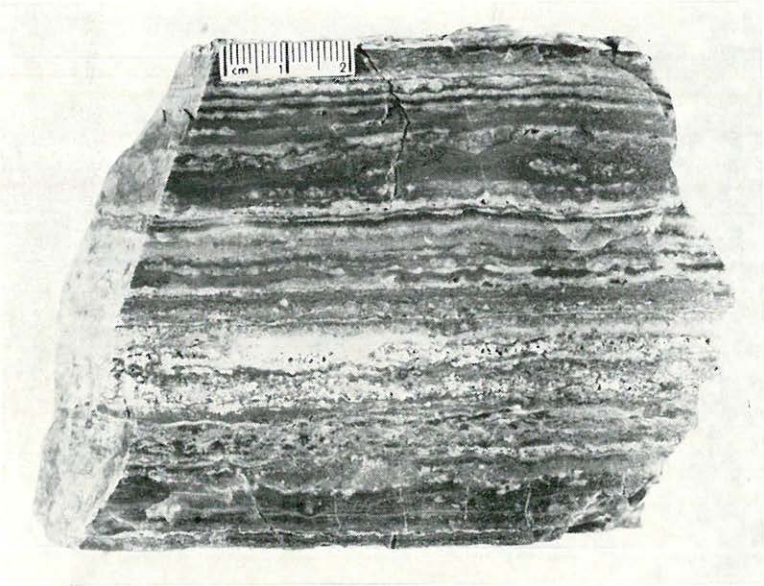
A kálidús kőzetek elterjedése a hegységben meglehetősen nagy, megközelítőleg 75 km$^2$. Legmagasabb káliumtartalmat a Bányabérc, Korlát-domb és a gyöngyöstarjáni Hársas-hegy körzetében találtunk, ahol a $K_2O$ értéke meghaladta a 10%-ot. A legmagasabb érték a Hársas-hegyen mélyített Gyöngyöstarján 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrásban volt: 13,50%.

A vulkáni tevékenységgel párhuzamosan vagy azt közvetlenül követve *gejzíres, hévforrásos* működés indult meg. A kovasavban gazdag hévforrások kisebb-nagyobb kiterjedésű gejzírteraszokat építettek fel, ezek közül legnagyobbak a gyöngyöspatai Prédikáló-tető és János-vára, a gyöngyöstarjáni



*128. ábra.* Fumarolák által elbontott, majd kissé koptatott andezitdarab a Kékes-laposa nevű erdőrészből

*Textfig. 128.* Andesitic block decomposed by fumaroles, then slightly rolled and rounded, from the forest sector called Kékes-laposa (Kékes' flat)



*129. ábra.* Vékonyréteges és néha gyüredezett gejzirit vékony tufitbetelepülésekkel a gyöngyöstarjáni Köves-dombon

*Textfig. 129.* Thin-bedded and occassionally plicated geyserite with thin interbedded tuffite layers on the Köves-domb at Gyöngyöstarján

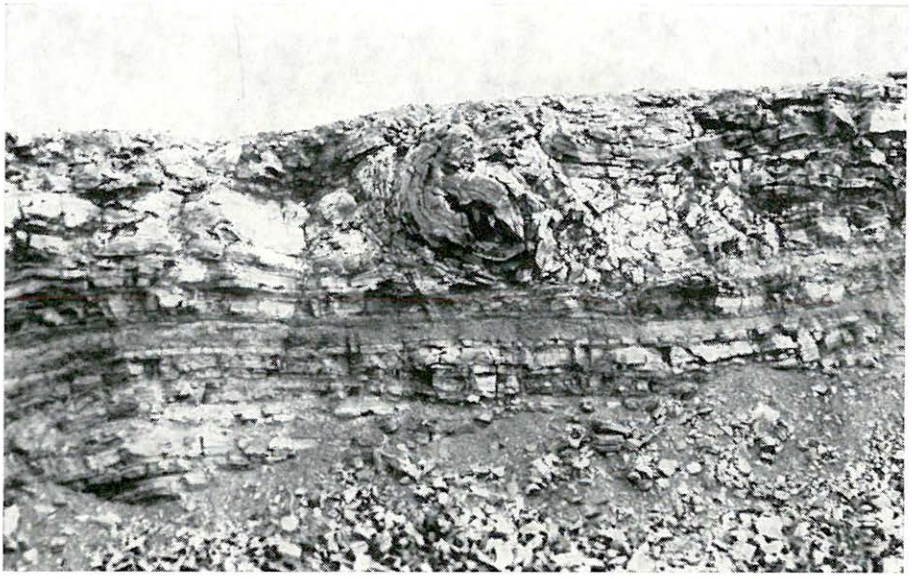
Köves-domb és Bánya-domb gejzirit- és limnokvarcit-teraszroncsai (129. ábra).

Érdekességként említjük, hogy a gyöngyöstarjáni Köves-domb egyik bentonitos közbetelepülésében *Diatoma*-vázakat sikerült kimutatni. A monostorvölgyi Tűzköves körül sávos kovatufit-rétegek alakultak ki. A gejziriteket és limnokvarcit-rétegeket gyakran élénk színűre festették a kolloid eloszlású fémoxidok (130. ábra).

A középső vulkáni fázis után beállt posztvulkáni időszak tartama nem határozható meg, de feltehetően a tortonai emelet idején végetért. A hegység déli és délnyugati előterében egyidejűleg — részben kiédesedő lagúnákban — diatomapala lerakódása indult meg. A *Diatomák* életkörülményeihez kedvező miliőt az aktív gejzírek és hévforrások által szolgáltatott kovasavban gazdag víz biztosította.

A felsőtortonai idején hosszabb aktivitási szünet után heves explóziókkal megindult a finális andezitvulkánosság. Ennek az explóziós szakasznak a durva agglomerátumát több helyen kimutattuk. Nagyságuk az explóziók hevességét jelzi. Az explóziók után, a hasadékkráterek mentén effúziós tevékenység kezdődött.

A hasadékvulkánok hossza — hegységbeli és aktív területeken végzett megfigyelések szerint — néhány száz métertől 10—12 km között változhat. Változó az egy hasadékon kialakuló kráterek vagy a vulkáni kúpok száma is. A K-i Mátra főgerincén, amely szintén hasadékvulkáni eredetű, 8—10 erupciós kúp van, bár ezek nem egyidejűek, mivel az egymás mellett levő magaslatok kőzettanilag eltérőek. Az észak-izlandi Threngslaborgir hasadékvulkánon 8 km hosszban 48 kráternyílás van, a Laki vulkánsoron a kráterek



*130. ábra.* Réteges gejzirit a gyöngyöstarjáni Köves-dombon
*Textfig. 130.* Thin banded geyserite on the Köves-domb at Gyöngyöstarján

száma meghaladja a százat. A hasadékvulkáni kúpok nagysága szintén változó, néha csak parazitakúp, máskor hosszabb ideig erupciós központ lehetett. Ez utóbbi esetben az erupciós kúp is durva agglomerátumból és lávakőzetekből áll.

Részletes földtani felvételeink alapján jelentősebb hasadékvulkáni rendszereknek tekintjük az alábbi kúpsorokat és gerinceket:

*a)* Koncsúr—Harasztos-tető—Muzsla-tető—Ólom-bérc—Nyikom
*b)* Ágasvár—Kiskő—mátraszentlászlói Vöröskő
*c)* Piszkés-tető—Lengyendi Galya—Galya-tető
*d)* Nyesettvár—Kis-Galya—Kőrösnyak—Nagybikk
*e)* Nagylipót—Nagylápafő—Vércverés—Bagolykő—Csór-hegy
*f)* Cserepes-tető—Oroszlánvár—Nagyzúgó-hegy—Sánc-bérc—Szederjes-tető—Pap-hegy—Remete-tető—Cseresznyés-tető—Kalapos-tető

Ugyancsak hasadékon alakultak ki a nyugat-mátrai Tóthegyes, Világos- és Hidegkút-hegy magaslatai is, de ezek monovulkánok maradtak.

A hasadékvulkáni kráterekből kiömlő lávafolyások hossza alig 1,0—1,5 km. Kifejlődésben szintén változóak, vannak vastag- és vékonypados, sőt lemezes lávatestek. Előfordulnak kissé hólyagos szerkezetűek, melyekben az effúziót követő fumarolás tevékenység oxidációt, kloritosodást és agyagásványosodást okozott. Az elváltozások mértéke azonban sokkal kisebb a középső vulkáni fázisban megfigyeltekénél.

A hasadékvulkáni tevékenységgel egyidőben néhány idősebb vulkán tevékenysége is felújult, pl. az Óvár és a Kékes. Mindkettő felépítésében jelentős szerepet játszott a középső vulkáni fázis, de tetejükön fiatalabb lávafolyások maradványai is megfigyelhetők. Ahol a fiatalabb lávafolyások elfedték az idősebb képződményeket, ott az utóbbiak lepusztulását megakadályozták. Ahol ilyen lefedés nem volt, vagy a lefedés szegélyein a lepusztulás igen erős

volt, a kialakult meredek falú völgyekben mindkét vulkáni fázis törmeléke megtalálható. Ilyen kevert törmelékanyag számos nyugat-mátrai völgyben és lejtőn felismerhető. A finális andezitvulkánosságot hidrotermális folyamatok nem kísérték, ezért csak alacsony-termás elváltozásokat figyelhetünk meg. Jellegzetes fumarolás terület van a Kékes-laposán, ahol az egyébként tömör piroxénandezit a posztvulkáni gőzök hatására oxidálódott és porózussá vált. A kőzetek üregeiben és repedéseiben kisebb fokú zeolitosodás vagy karbonátosodás észlelhető.

A hasadék- vagy monovulkánok paroxizmusa során keletkezett és lávával kitöltött hasadékokban kőzettelérek keletkeztek. Irányaik gyakran azonosak a nagytektonikai irányokkal, máskor pedig a helyi vulkáni centrumok radiális és tangenciális felnyílásait követik. A felnyílások nagyobb részben dilatációsak, így a telér két oldalán azonosítható rétegek elmozdulás nélkül folytatódnak. A telérek vastagsága 2—18 m. Kémiai és ásványtani összetételük, valamint szövetük a mellékkőzettől függ.

A finális andezitvulkánosság utolsó szakaszában a K-i Mátra északi előterében, a főgerinccel csaknem párhuzamos felnyílás mentén, nagytömegű lávaanyag nyomult felszínre. Ezt feltehetően elősegítette az egész hegység dél felé történő kibillenése. A lávatömeg 50—80 m széles hasadékot töltött ki. Felszínre nyomulása előtt a mélyben nagy mennyiségű karbonátot asszimilált. Ez az extrúziós andezit építi fel a Som-hegyet, Szállás-hegyet, Rák-halmot, a Pálbikk nyugati részét, Csákánykőt, Györke-tetőt és néhány kőzettelért. A Csákánykő karbonátos piroxénandezitjét tartjuk a legfiatalabb vulkáni képződménynek a Mátrában.

E fenti kőzetváltozathoz kapcsolódó piroklasztikumot nem találtunk, ez szintén az extrúziós keletkezést támasztja alá.

A hegység déli szegélyén ismert riolitok kora vitatható, csak az bizonyítható, hogy a középső vulkáni összletnél fiatalabb. A Lőrinci környéki riolit esetében az aktivitás kezdetét jelző tufa ismeretlen, a gyöngyössolymosi Kis-hegyet felépítő riolitvulkánosság explózióval indul. A piroklasztikum-rétegeket a Gyöngyössolymos 2. sz. fúrás harántolta a riolitos vagy riolit-perlites lávafolyások alatt. A riolit-vulkán egyik kisebb délnyugati lávafolyása vízbe ömlött, amit az erőteljes perlitesedés, valamint az bizonyít, hogy a kőzettömeg alsó része üvegesen—horzsakövesen szilárdult meg. A nagy viszkozitású riolitláva felső szintjén jellegzetes gyüredezett lávaformák figyelhetők meg, a folyási irány változásának vagy megtorlódás eredményeképpen (131. ábra).

A riolitos és karbonátos piroxénandezites vulkánossággal le is zárult a hegység felépítésének vulkáni szakasza. Feltehető azonban, hogy a vulkáni utóműködés tovább tartott, esetleg a szarmata emelet idején is.

A vulkánosság befejeződése után a hegység DNy-i, Ny-i előterében (a gyöngyöspatai medence területén és a nyugat-mátrai Csevicés-völgy területén) még a felsőtortonai transzgresszió meszes, karbonátos, agyagos üledékeket szolgáltatott. Jellegzetes képződményei a sztratovulkáni sorozatra települő lajtamészkő, tufitos márga, áthalmozott tufitok és diatomás márgák (Gyöngyöspata, Szurdokpüspöki, Gyöngyöshalász; 132., 133. ábrák).

A hegység déli és délkeleti előterében ismert savanyú piroklasztikum származási helye még nem teljesen tisztázott, feltehetően áthalmozott.

Az eredeti felső riolittufás összletben helyenként durva horzsaköves szintek váltogatják egymást a horzsakőmentes rétegekkel. A vízbe hullott riolittufa, majd annak későbbi halmirolitikusan átalakult változata több víz-



*131. ábra.* Gyűrt szerkezetű riolit a viszkózus lávafolyás felső szintjén — Kis-hegy délnyugati lejtője

*Textfig. 131.* Folded rhyolite in the upper level of the viscous lava flow — south-western slope of the Kis-hegy

mosásszerű feltárásban megfigyelhető (134. ábra). Felső részén gyakoribb pelites betelepülésekből SCHRÉTER Z. (1921) Kisnánától K-re szarmata faunát ismertetett.

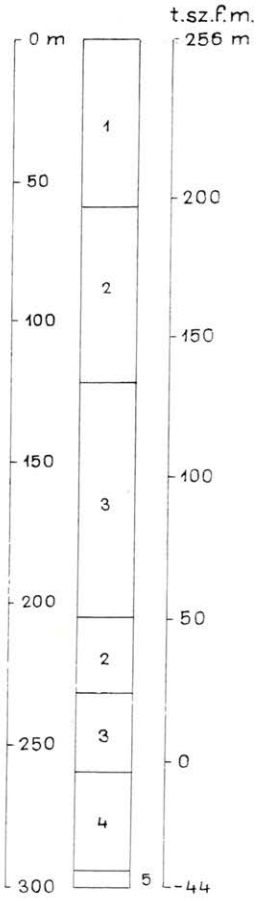
A szarmata áthalmozott tufában és tufitban a torrens vízfolyások meredek falú vízmosásokat alakítottak ki (135. ábra).

A szarmata felső tagozatának képződési idejét tengeri környezet jellemzi. A homokos, kavicsos üledékek tufás vagy tufitos betelepüléseket nem tartalmaznak, faunaegyüttesük szegényes. A felsőszarmata — üledékeinek elterjedése alapján — Gyöngyös, Abasár és Domoszló körzetében elérte a mai hegység közvetlen előterét; Rózsaszentmártontól északra partszegélyi mészkőkifejlődésben, a nyugat-mátrai Gombás-tető körül fosszilis lejtőtörmelék és törmelékkúp formájában mutatható ki. Utóbbi területen a kavicsos szintek közé települő homokos, agyagos rétegek faunatársasága bizonyítja szarmata korát.

Az alsópannon regresszió után a felsőpannon alemelet idején újabb transzgresszió éri el a területet déli irányból, melynek során a hegység D-i, DK-i és Ny-i pereme víz alá kerül. A vulkáni főtömeg kiemelt helyzetben maradt (136. ábra).

Az ősföldrajzi viszonyokat tőzeges mocsárláp jellemzi, melyben a D-i előtérben produktív barnakőszén-telepek is képződtek. Ny-on félsósvízi—nyíltvízi kifejlődés uralkodott. A telepek szenesedett növényi maradványaiból ítélve a partszegélyen dús vegetáció élhetett.

A hegység mai formájának kialakulása, illetve az erózió már a felsőtortonai idején megindulhatott és jelenleg is tart. Először a kiemelkedő vulkáni tornyok, a laza, salakos vulkáni kúpok és a piroklasztikum-leplek pusztultak le valószínűleg még a szarmata idején. Ezt valószínűsíti, hogy a fiatalabb lejtőtörmelékben a salakos lávatörmelék igen ritka, általában tömött, üde vagy részben elbontott kőzetekből áll.

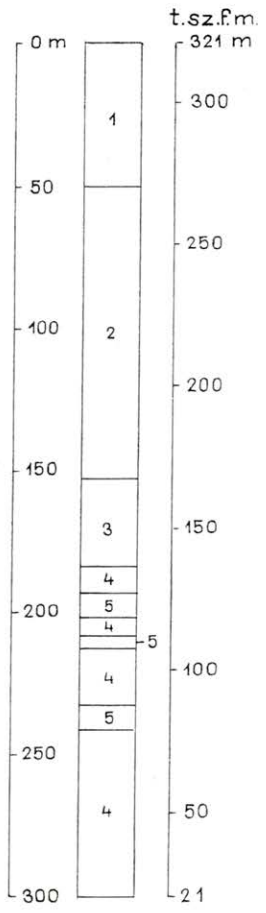



*132. ábra.* Gyöngyöspata (Gyp.) 2. sz. fúrás rétegsora

*1.* Pannóniai agyag, *2.* diatomit összlet, *3.* tufitos diatomit összlet, *4.* középső piroxénandezittufa, *5.* középső piroxénandezit

*Textfig. 132.* Lithological log of borehole Gyöngyöspata (Gyp.)-2

*1.* Pannonian clay, *2.* diatomite sequence, *3.* tuffaceous diatomite sequence, *4.* middle pyroxene andesitic tuff, *5.* middle pyroxene andesite




*133. ábra.* Szurdokpüspöki (Szp.) 6. sz. fúrás rétegsora

*1.* Tortonai homokos agyag, *2.* diatomit összlet, *3.* felső horzsaköves dácittufa, *4.* középső piroxénandezit, *5.* középső piroxénandezittufa

*Textfig. 133.* Lithological log of borehole Szurdokpüspöki (Szp.)-6

*1.* Tortonian sandy clay, *2.* diatomite sequence, *3.* upper pumiceous dacitic tuff, *4.* middle pyroxene andesite, *5.* middle pyroxene andesitic tuff

A pleisztocén lejtőtörmelék összetétele a Ny-i peremen nem egynemű, pl. a hasznosi országút bevágásában az andezitkavics mellett 10—20% idősebb képződményekből áthalmozott, eltérő anyagú kavics található.

A déli előtér pleisztocén lejtőtörmeléke és törmelékkúpjai csaknem kizárólag a vulkáni összlet törmelékéből állnak, kis mennyiségű felsőpannonból áthalmozott homokkal.

A hegység végleges morfológiai kialakításában nagy szerepű a kőzetek ellenállóképessége. E formák kialakulásának fázisait a 137. ábra szemlélteti. A fiatalabb piroxénandezit-kúpok oldalain gyakran szeszélyes alakú szikla-



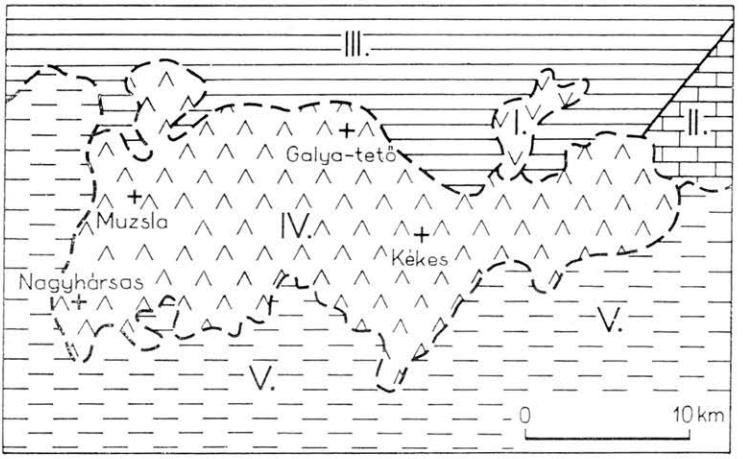
*134. ábra.* Jellegzetesen repedezett, bentonitos felső riolittufa a kisnánai községi legelő vízmosásában

*Textfig. 134.* Upper Rhyolitic Tuff characteristically fractured, bentonitized, in a ravine on the parish pasture of Kisnána village



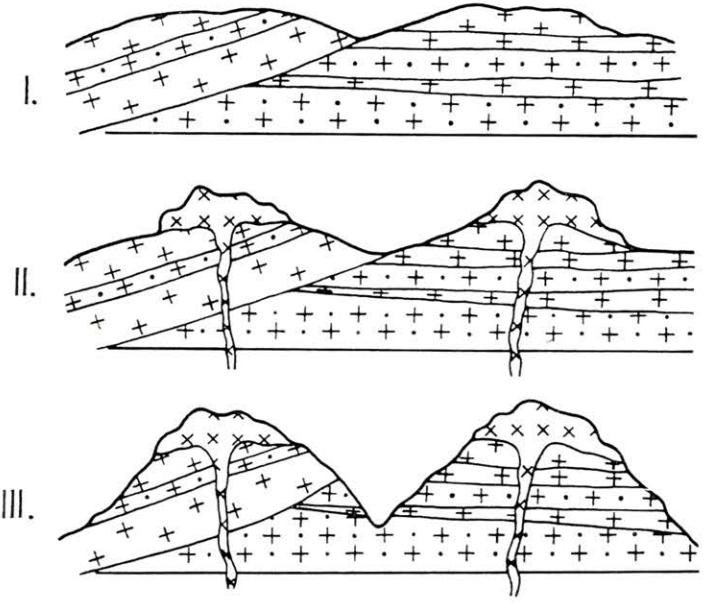
*135. ábra.* Réteges savanyú tufa- és tufit-sorozat a K-i Mátra déli előterében, a kisnánai vízmosások egyikében

*Textfig. 135.* Bedded acid tuff and tuffite sequence in the southern foreland of the eastern Mátra, in one of the ravines of Kisnána



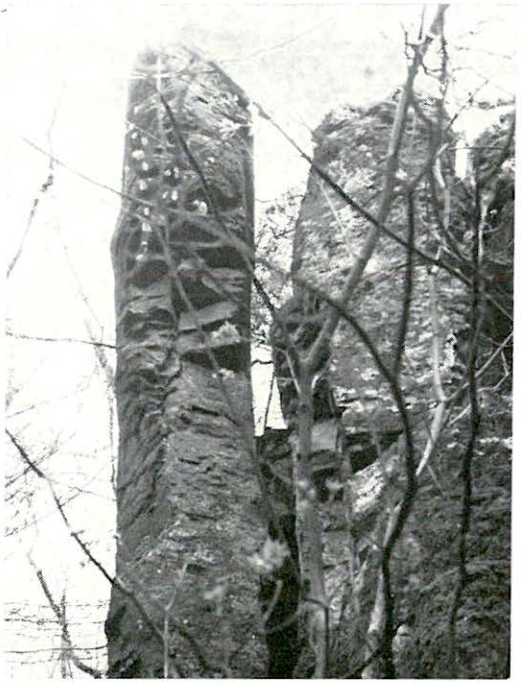

*136. ábra.* A Mátra hegység területének ősföldrajzi képe a felsőpannonban
I. Felsőeocén vulkanitok, II. mezozóos üledékekből álló szárazföld, III. kainozóos üledékek, IV. helvéti—tortonai vulkanitokból álló parti hegység, V. felsőpannóniai beltó elterjedése

*Textfig. 136.* Late Pannonian paleogeography of the Mátra area
I. Upper Eocene volcanics, II. emergent land made up of Mesozoic sediments, III. Cenozoic sediments, IV. coastal range consisting of Helvetian—Tortonian volcanics, V. extension of the Late Pannonian inland sea




*137. ábra.* Meredek morfológia kialakulásának fázisai Mátra hegységi megfigyelések alapján

*Textfig. 137.* Phase of the development of steep morphology on the basis of observations in the Mátra Mountains



*138. ábra.* Erózió és fagyhatás által kipreparált sziklatornyok az Ágasvár északnyugati oldalán

*Textfig. 138.* Lofty cliff towers weathered by erosion and frost riving on the north-western side of the Ágasvár



*139. ábra.* Erózió által kivájt természetes ív a piroxénandezit-agglomerátumban a mátrakeresztesi Malom-árokban

*Textfig. 130.* Natural arc carved by erosion in pyroxene andesitic agglomerate in the Malom-árok at Mátrakeresztes

tornyok és szakadékfalak alakultak ki. Kialakulásukban a fagyhatás vagy erózió játszotta a fő szerepet. Ilyen, részben fagyhatásra vagy erózió útján kialakult sziklákat találunk az Ágasvár, Bagolykő, Sorkő, Saskő és Gazoskő oldalán (138. ábra). Hasonlóan eróziós tevékenységnek tulajdoníthatjuk a természetes ívek keletkezését, ahol az agglomerátumban barlangok vagy alagutak keletkeztek (139. ábra). A formák általános denudációját fékezi a gerincek és csúcsok lávakőzetből álló sapkája. Ilyen esetben a völgybevágódás az erózióbázisig végbemehet, mint pl. a Kövicses-patak, Köszörűs-völgy és Tarjánka-völgy egyes szakaszain. A hegységben néhány olyan fiatal völgybevágódás is megfigyelhető, ahol az erózió csak a talajtakarót és a lejtőtörmeléket szelte át.

* * *

A fentiekben foglaltuk össze a Mátra hegység fejlődéstörténetét, ezen belül a hegység felépítésében jelentős szerepet játszó vulkanológiai folyamatokat. Számos kérdés megválaszolatlan maradt, melyeknek megoldásához részletesebb vizsgálatok szükségesek. A korkérdések bizonytalanságait elsősorban az abszolútkor-meghatározó módszerek fejlődésétől várjuk.

Jelen összefoglalás egy 13 éves kutatási szakaszt zár le és földtani-kőzettani alapot kíván nyújtani a további gazdaságföldtani kutatásokhoz.

# GAZDASÁGFÖLDTANI ÖSSZEFOGLALÁS

A Mátra hegységben évszázadok óta folyik kisebb-nagyobb volumenű ércbányászat, Recsk és Gyöngyösoroszi központtal. A terület jelenleg az ország egyetlen színesérc-bázisa. Az utóbbi évtizedekben PANTÓ G., VIDACS A., KISS J., KASZANITZKY F., KISVARSÁNYI G., TÖRÖK K., ZELENKA T., NAGY I., FÉLEGYHÁZI ZS. által folytatott érckutatások jó eredménnyel zárultak, az új telérek és telepek felkutatása jelentősen megnövelte a bányák színesérc-készleteit.

A bányászat által termelt *érc* különböző genetikai csoportokba sorolható. Az eltérő mellékkőzetek és kor alapján a hegység érctelepeit és előfordulásait az alábbiak szerint ismertetjük:

1. *Ny-i és Közép-Mátra érces telérei.* Mellékkőzetük hidrotermálisan átalakított piroxénandezit, andezittufa, -agglomerátum és kálitrachit. Gyöngyösoroszi, valamint a Ny-i Mátra többi teléreinek meddő ásványai uralkodólag kvarc, ametiszt és alárendelten kalcit, manganokalcit, barit. A közép-mátrai telérek esetében a kalcit uralkodik, míg a kvarc kisebb jelentőségű. Ércásványok: mindkét esetben szfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, wurtzit. Az ércesedés kora tortonai.
2. *Parádfürdő érces telereinek* mellékkőzete főleg durvaszemcsés biotitamfibolandezit és annak erősen kovásodott piroklasztikuma. A telérek meddő ásványa kvarc. Ércásványai: szfalerit, galenit, pirit, tennantit. Az ércesedés kora felsőeocén—alsóoligocén.
3. *Recsk körüli ércesedés.* Mellékkőzete a metaszomatizált biotitamfibolandezit. Az érctelep alakja vető- vagy zúzott öv menti tömzs-sor. Meddő ásványa a kvarc. Ércásványai: tennantit, enargit, luzonit, pirit. Az ércesedés kora: felsőeocén—alsóoligocén.
4. *Recski mélyszinti ércesedés.* Mellékkőzete szubvulkáni biotitamfibolandezit vagy mikrodiorit, valamint középsőtriász mészkő vagy dolomit. Az ércesedés metaszomatikus és porfíros, főleg szfalerit-, pirit-, kalkopirit-feldúsulással és szkarnásványos meddővel (andradit, grosszulár, epidot, krokidolit, wollastonit, anhidrit). Kora feltehetően felsőeocén—alsóoligocén.
5. A *legidősebb ércesedésnek* a középsőtriász ultrabázitokban jelentkező *természetet* tekintjük. A természéz mellett malachit, krizokolla is előfordult. Az ércesedés kora középsőtriász vagy annál fiatalabb.

A hegység másik bányászati terméke a Szurdokpüspökitől keletre fejtett *diatoma- vagy kovaföld.* A kovaföld-összlet alsó szintje félsósvízi, majd fokozatosan tengerivé válik. Felhalmozódásában a *Diatomaceae*-k kedvező életfeltételeinek kialakításával jelentős szerepet játszott a környéken levő gejzír- és hévforrás-tevékenység, valamint a szomszédos terület erőteljes hidrotermális eredetű kovásodása. A kovaföld-összlet részletes vizsgálatát HAJÓS M. (1962) végezte el. Kora: tortonai.

A Mátra hegységben néhány állandó és számos időszakosan üzemeltetett *kőbánya* van:

1. Gyöngyössolymostól északra a Kishegy riolit-kőfejtője, amelynek anyagát könnyű formálhatósága miatt nagyobb távolságokra is szállítják.
2. Időszakos építő- és zúzalékkő-termelés a Lőrincitől keletre levő Mulató-hegyen van. A bányatermék szintén riolit.
3. Két nagyobb kapacitású kőbánya üzemel a hegységben: a Recsk melletti Csákánykőn és a Mátrafüredtől északra levő Sástónál. A bányatermék piroxénandezit. Az előbbi kőfejtőben korlátozott mennyiségben építő tömbkövet és útépítő szegélykövet is, az utóbbiban kizárólag zúzalékkövet termelnek.
4. Kisebb volumenű kőbányászat folyik még a Jávoros-kútnál (Kékestől nyugatra), a parádi Hársas-hegyen, a gyöngyösi Sár-hegy nyugati oldalán, a gyöngyöstarjáni Füledugó-sziklánál, a felsőabasári és gyöngyössolymosi Durits-kőfejtőben. A bányatermék mindenhol a hegység főtömegét adó piroxénandezit.
5. Jelenleg nem üzemelő, de a helyi igények kielégítésére időszakosan termelésbe fogott kőfejtők az alábbiak:

   Apc: kopasz- és somlyó-hegyi kőfejtők
   Jobbágyi: hársas-hegyi kőfejtők
   Szurdokpüspöki: pince-pataki kőfejtők
   Mátraszentimre: nagyátalkői kőfejtő
   Galya-tető: nagylápafői kőfejtő
   Recsk: györke-tetői kőfejtő
   Verpelét: Várhegy
   Kisnána: hátsótarnóca-völgyi kőfejtő
   Domoszló: tarjánkai kőfejtő
   Gyöngyöstarján: községi kőfejtő
   Gyöngyöspata: Várhegy.

   Ezekben a kőfejtőkben a hegység sztratovulkáni sorozatának különböző szintjeit képviselő piroxénandezitet termelik.
6. A Kanázsvár nyugati oldalán kisebb kapacitású kőfejtő üzemel, amely felsőeocén durvaszemcsés biotitamfibolandezitet termel, főleg házépítési célokra.
7. Fagyálló, salaklapillis andezittufát termelnek időszakosan a Gyöngyös melletti Farkasmájon, főleg a közeli házépítésekhez.
8. Horzsaköves dácittufát termeltek — nagyrészt építőkőnek — a tari Csevicés-völgyben és Tarnaszentmárián. (Az előbbi helyen időszakosan ma is bányásznak.)

A hegység közvetlen körzetében két állandóan működő *téglaagyag*-fejtő van: Mátraderecskén és Lőrinciben. Az előbbi a középsőoligocén agyagosabb szintjeit, az utóbbi a felsőpannóniai fás barnakőszén-telepes összlet agyagrétegeit termeli. Lőrinci közelében kisebb volumenű *homok*termelés is folyik.

A hegység északkeleti előterében már közel egy évszázada folyik a középsőmiocén helvét eleji *barnakőszén* bányászata. A terület a salgótarjáni barnakőszén-medence déli szegélye. Részletes földtani és gazdasági ismertetését Bartkó L. (1961—1962) végezte el.

A hegység déli előterében a közelmúltban felfejlesztett külszíni barnakőszén-termelés folyik (Gyöngyösvisonta). A telepek kora felsőpannóniai. Részletes földtani dokumentációját és gazdasági értékelését összefoglaló jelentések tartalmazzák.

# I. NYUGAT- ÉS KÖZÉP-MÁTRA KÖZÉPSŐMIOCÉN ÉRCESEDÉSE

A mátrai ércbányászat első bizonyítékait a régészeti adatok szolgáltatják. PULSZKY FERENC a „Rézkorszak Magyarországon" c. művében (BOROVSZKY S. 1909—1910) megállapítja, hogy az ún. „tiszta rézkorszak" nyomai főként a Mátra vidékén mutathatók ki. PULSZKY következtetése szerint a környéken talált tiszta rézből készült használati tárgyakat, nemkülönben a füzesabonyi rézkori öntőműhely nyersanyagát a mátrai termésréz szolgáltatta.

Az első okleveles bizonyíték a mátrai középkori bányászatról 1296-ból származik, melyben III. Endre a domoszlói vasércbánya művelésére betelepített külföldi bányászok számára engedélyezte a bányász-előjogokat.

## A bányászat története

1700-ban megjelent művében MARSIGLI császári hadmérnök (in GOROVÉ L. 1876) említi a Heves megyei arany- és ezüstbányászatot Pásztó környékén. GOROVÉ L. (1876) egri történetiró értelmezésében a középkori mátrai nemesfém-bányászat a „kis Oroszin felül fekvő Mátra hegyeiben" folyt, és a török dúlásának esett áldozatul. Az ősi nemesfém-bányászat nyoma sem ismert, bár lehet, hogy a mai Mátrakeresztes körzete volt.

1688-ból származik BORSICZKY JÁNOS-nak a pozsonyi Magyar Kamarához írt jelentése Pásztóról (in BÉKEFI R. 1898), amelyben a török-dúlás alatt elpusztult ezüstbányákról tesz említést.

SOÓS I. történész (in KUN B. et *al.* 1966) ezen adatok alapján feltételezi, hogy a Mohács utáni időkben és a hódoltság idején ezen a területen, a központi hatalom gyengülése következtében, a regálé alól kivont nemesfém-bányászat folyt, amelyet a bécsi udvar előtt titokban tartottak. Lehetséges, hogy ennek az ismeretlen középkori bányászatnak emlékét őrzik az Ólombérc, Ezüstbérc, Ezüstbánya-völgy, Aranybánya-bérc, Aranybánya-folyás elnevezések is.

A mátrai bányászkodás csak a XVIII. század második felében indul meg ismét. MARKHÓT FERENC Heves megyei tisztiorvos 1763-ban a parádi timsós vizet felfedezve — abban az időben értékes — ipari nyersanyagot talált. 1779-től a Fehérkőn ipari timsófőzés folyt.

A magyar ipartörténet jelentős alakja, FAZOLA HENRIK egri lakatosmester, 1767—1769 között a jelenlegi Parádfürdő környékén Veresváron, Fehérkőn ezüstre, rézre és másfajta ércre, a recski határban a Tarna-patak mellett vasércre (talán a darnói vastartalmú kovapalára?) kap bányaművelési engedélyt a jászói albánya-bíróságtól.

Ezzel szinte teljesen egyidőben, 1767-ben, a gyöngyösoroszi régen elhagyott Szt. János-tárót (későbbi Xavéri Szt. Ferenc-táró) és a mellette levő aknákat KERESZTÉLY és társai kérték maguknak. Az így újra meginduló oroszi kutatásba rövidesen bekapcsolódott FAZOLA is, és 1769 végén az oroszi ércbányák birtokjoga felerészben már az övé volt. FAZOLA HENRIK 1779. évi halálával bezárult a mátrai ércbányászat újabbkori történetének első szakasza.

A Gyöngyösoroszi környékét birtokló, és Parád környékét bérlő BÁRÓ ORCZY JÁNOS gyöngyösi földbirtokos figyelme 1780 táján a mátrai bányászat felé fordult. Bányászati tevékenysége elsősorban a jelenlegi Parádfürdő környékén a Fehérkő és Veresvár területére esett, de később a Kis- és Nagylipót, tehát a közép-mátrai ércesedés körül is kutattak. Ez utóbbiból 1790-ben mintát is vettek.

Az 1788—89-es években említik a jelentések először, hogy ORCZY JÓZSEF gyöngyösoroszi ércbányája is üzemben van, ahol a kiszállított érc 43 font (24,1 kg) ólom és 3—4 lat (5,25—7,00 dkg) ezüstöt tartalmazott bécsi mázsánként. Ez az ólomtartalom 43% Pb-nak felel meg, ami igen jó telérből is csak kézi válogatással kerülhetett elő dús szakasz esetén.

Az oroszi bányát valószínűleg az 1801. évben megszüntették, mindenesetre KITAIBEL PÁL 1803-ban már felhagyva találta.

Ezt követően, a XIX. század első felében a Mátrában iparszerű bányászati tevékenység nem volt. Vállalkozó szellemű helybeliek több esetben kezdeményeztek kisebb kutatá-

sokat, így egy társulás a Monostor-oldalon, Komlós-oldalon (Asztagkő környéke), 1802-ben pedig a gyöngyössolymosi határban levő elhagyott Szentháromság- és Nepomuki Szt. János-tárókra kért HECHT KÁROLY gyöngyösi lakatos kutatási engedélyt. 1822-ben RICHNOVSZKY VENCEL érsekségi erdész Asztagkőn, majd Csonkabércen kívánt ércet kutatni. Mindezek a vállalkozások a kezdeményezők szerény anyagi erejénél fogva eleve kudarcra ítélt kezdeményezések voltak, amelyek azonban kitűnően egybeesnek a hegység színesfém-indikációinak ismert — sőt néha csak feltételezett — területeivel.

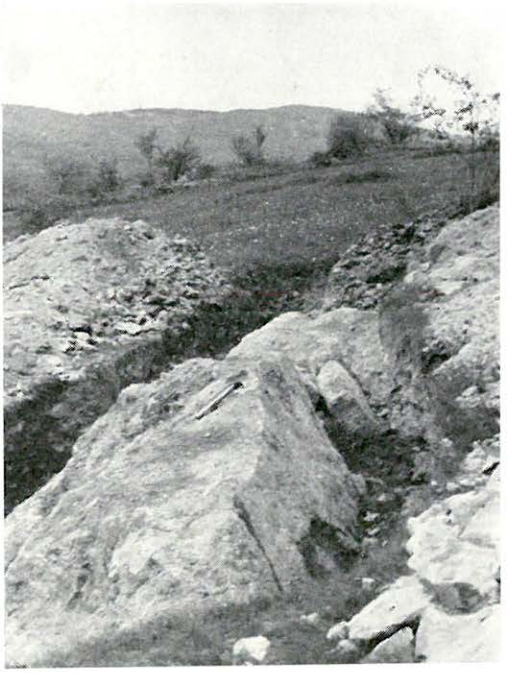
POLONY KÁROLY 1844-ben kezd bányakutatásokat a hasznosi völgyben, majd rövidesen az oroszi völgyben talált régi bánya újranyitására is engedélyt szerez (140. ábra). 1857-ben zúzó- és mosóművet dolgozik és a dúsítványt Besztercebányára viszik kohósítani. Érthető, hogy ez a korábbiaknál semmivel sem kedvezőbb adottságú vállalkozás sem tud kiterebélyesedni és 1860-ban beszünteti tevékenységét. Ugyanez volt a sorsa a gyöngyösoroszi terület keleti részén működő *Pál bányatársulatnak*, amely a Péter-Pál- és József-tárókat művelte, és a fejtményből kapott mara tonnájának aranytartalma 19,7—66,25 g közt változott. ROZLOZSNYIK számításai szerint a fejtmény fémtartalma 0,43% Pb, 83,2 g/t Ag, ill. 4,92 g/t Au volt.

A *Pál-társulat* 1861-ben az akkor alakuló Mátrai Bányaegyletbe (Matraer Bergwerks Union) olvadt be.

A nyugat-mátrai érckutatás és ércbányászat ezután több mint félévszázadig szünetel. 1926—1931 között az *Urikány—Zsilvölgyi Magyar Kőszénbánya Rt.* kezd nagyobb arányú kutatásokba és Gyöngyösön érckutatási kirendeltséget állított fel GLÜCK ZOLTÁN bányamérnök vezetésével. Kisebb és eredménytelen próbálkozások után a munka súlypontját a Károly-telérre helyezték át. Ezt a telért 1928 májusáig már 300 m-es hosszban feltárták. 1931. március 31-ig a 95 m mély Péter-Pál aknán és a 60 m-es Károly vakaknán kívül 1200 m telérvágatot hajtottak ki, a kitermelt éremennyiséget készlethányón tárolták. A feltárt érckészletet 300 000 tonnára becsülték, és mintegy 60 vegyelemzés alapján az átlagos fémtartalom 4,5% Zn, 2,5% Pb, 2 g/t Au és 35 g/t Ag volt. 1931. május 31.-ével az *Urikány—Zsilvölgyi Magyar Kőszénbánya Rt.* érckutatásai leálltak. A szépen induló és reményteljes kutatást a világválság katasztrofális árcsökkenése tette tönkre. 1936-ban az *Urikány—Zsilvölgyi Rt.* felajánlotta az *Iparügyi Minisztériumnak* a bánya megvételét. Ennek nyomán kapott ROZLOZSNIK PÁL földtani intézeti főgeológus megbízást a bánya és környékének megvizsgálására. Ennek során a mintavételezés céljára víztelenítették és résmintázták. ROZLOZSNIK szakvéleményében a valószínű készletet 6067 t ólom és 13 039 t egyéb fémre becsülte. Az állam a bányát ekkor nem vette át. A felszabadulás utáni nehéz nyersanyaghelyzetben az *Urikány—Zsilvölgyi Rt.* megismételt ajánlatát



*140. ábra.* Múlt századbeli érckutató táró Gyöngyösoroszi környékén. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 140.* Exploratory adit dating back to the last century in the vicinity of Gyöngyösoroszi. (Photo: A. VIDACS)



*141. ábra.* Mátraszentimrei telér árkolásos kibontása. (Fotó: Vidacs A.)
*Textfig. 141.* Recovery by trenching of a vein at Mátraszentimre. (Photo: A. Vidacs)

a bánya megvételére vonatkozóan a *Minisztertanács* elfogadta és 1945 júniusában 550 000 P vételárért, egy évvel a bányák államosítása előtt megvásárolta. A kutatáshoz szükséges 775 000 békebeli pengőnek megfelelő adópengőt azonban, az ország gazdasági helyzetére való tekintettel, nem engedélyezték.

1949-ben az államosított ipar szervezetében létrejött *Ércbányászati N. V.* 3 éves tervébe Gyöngyösoroszi megkutatását is felvette. Az *MTA Bányászati Tudományok Osztálya* javaslata alapján, azt némileg módosítva, a *Népgazdasági Tanács* 1951 októberében határozatot hozott a gyöngyösoroszi bánya napi 500 t teljesítményre való felfejlesztésére és az ércelőkészítő-mű felépítésére.

Ma örömmel állapíthatjuk meg, hogy a bánya ércvagyona mennyiségileg és minőségileg is meghaladja az akkori elképzeléseket.

A feltáró munkák során a gyöngyösoroszi altáró (400-as)



*142. ábra.* Mátraszentimrei lejtősakna bejárata. (Fotó: Vidacs A.)
*Textfig. 142.* Entrance to the inclined shaft of Mátraszentimre. (Photo: A. Vidacs)

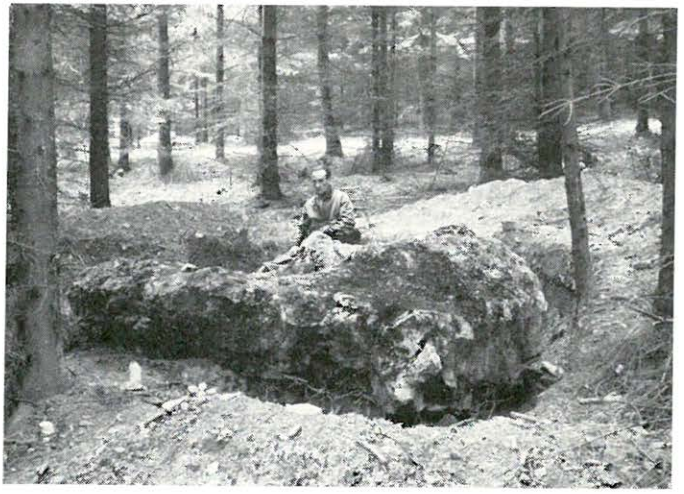
szintről induló kutatások felölelték a teljes gyöngyösoroszi központi és peremi telércsoport-hálózatot, így a Károly, Aranybánya-bérc, Péter-Pál, Malombérc teléreken kívül a Szákacsurgó—Hidegkúti, Kiskúti II. és Péter-Pál II., Bikkszél—Nagytölgyes-bérc, Béla, Bányabérc, Mátraszentimrei teléreket (141., 142. ábra). Lemélyült, illetve rekonstruálták és részben tovább mélyítették a központi területen a Péter-Pál- és Károly-aknát, elkészült a mátraszentimrei és bányabérci akna, és az ezekhez tartozó többszintes feltáró vágatrendszer stb. Az ércelőkészítő-mű első üteme 1955 szeptemberében készült el.

## Földtani kutatástörténet

A közép-mátrai érces területről először ID. NOSZKY J. (1927) monográfiája tesz említést, olyan formában, hogy a gyöngyösoroszi—tóthegyesi területen kívül mint a hegység másik perspektivikus területét említi.

Érckutatások ezen a területen ennek ellenére sem voltak, noha PAPP F. (1933) a galya-tetői műút építésekor készített feltárások vizsgálata alapján nemcsak a hidrotermális tevékenység rendkívül erős voltát, hanem egyes ércásványok jelenlétét is kimutatta.

Az érdeklődés a nagybörzsönyi és telkibányai kutatások sikertelensége után az ötvenes évek közepén újra a Mátra hegység felé fordult. KISS J. (1958c) végez ércföldtani térképezést a Mátrában és ennek során az Aranybánya-folyás és a Nagylápafő—Nagylipót közötti területen már ércindikációkat állapít meg. Ezt követően a MÁFI Mátra Osztálya kezd tervszerű és intenzív munkába a területen, és az ércföldtani térképezésen túlmenően nagy volumenű árkolásos (143., 144. ábra), hidrogeokémiai—talajgeokémiai és kisebb volumenű tárókutatást végzett. Ennek a munkának legtevékenyebb résztvevője és irányítója VIDACS ALADÁR volt. A szervezett árkolásos kutatás 1958-ban indul a Nagy- és Kislipót gerincén. Az indikációk, sőt a telérek felszín-



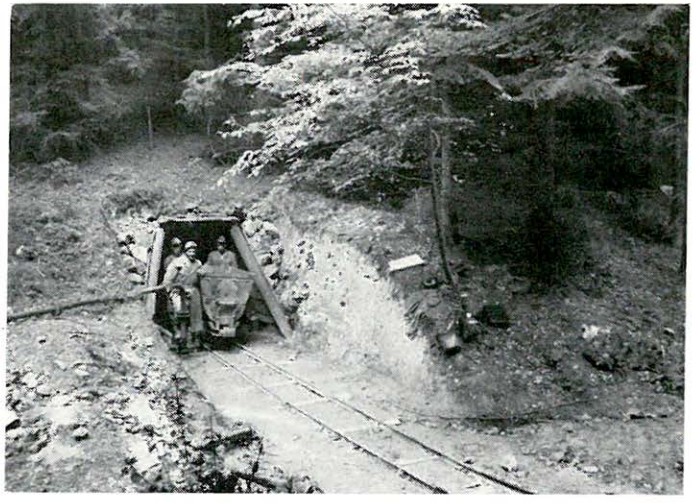
*143. ábra.* Telérkvarc-tömbök a Nyírjes-bérc keleti lejtőjén. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 143.* Vein quartz blocks on the eastern slope of the Nyirjes-bérc. (Photo: A. VIDACS)



*144. ábra.* Árkolásos érckutatás a Nyírjes-bércen. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 144.* Ore prospecting by trenching on the Nyírjes-bérc. (Photo: A. VIDACS)

közeli feltárása után hajtották ki a Nagylipót I. tárót, amely egy vékonyabb telért harántolt. A terület erőteljes fedettsége és az igen mállott teléranyag megnehezítette a kutatásokat, ezért pl. a II. tárót egy forrás kibúvásában hajtották ki.

A kutatás további fázisának eredményeként a nyírjesi felső és középső (I—II.), valamint névtelen-bérci tárókban (nyírjesi alsó táró) a Theodor-telért, illetve ennek közvetlen indikációit sikerült feltárni (145. ábra), a nagylipóti III.—IV. tárókban pedig az 550-es telér mellékteléreit, illetve hintetten

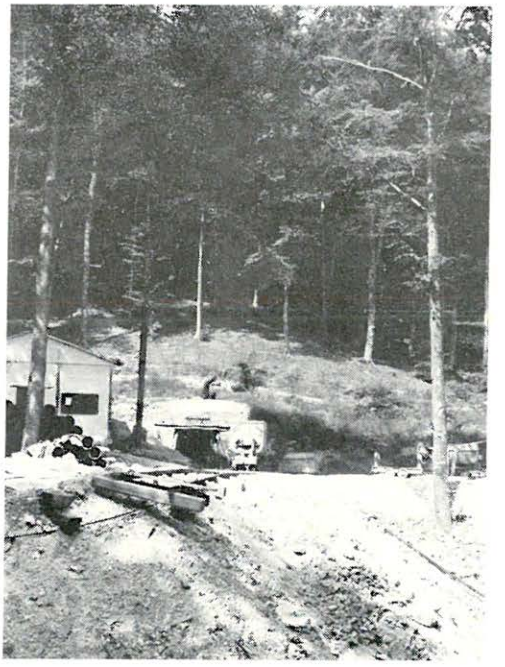


*145. ábra.* Nyírjesi (Theodor) kutatótáró bejárata a Középső-Mátrában. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 145.* Entrance into the exploratory adit (Theodor) at Nyírjes in the central Mátra. (Photo: A. VIDACS)

ércesedett mellékkőzeteit tárták fel. Ez már az ércesedés tényén túlmenően, annak minőségi adatairól is tájékoztatott.

A kutatás ezen szakaszában mélyült a nyírjesi perspektívikus kutatófúrás, amely a terület földtani felépítését és az üledékes fekü helyzetét tisztázta.

A nagyobb arányú bányászati feltárást a fenti előzmények alapján 1959-ben kezdték el. Az ércesedés kiterjedésének és mértékének megállapítása céljából a parádsasvári altárót (Béke-táró) 1388,8 m hosszúságban hajtották ki a már megállapított érces csapásra merőleges irányban (146. ábra). Ez a feltárás a parádsasvári Csatorna-folyás völgyfője és az Aranybánya-folyás völgyfője között tisztázta az ércesedést az 545 m tszf. indulási magasságának megfelelő szintben és az 550., 580., 680., 1044., 1209., valamint 1308. méterben hidrotermális színesérc-teléreket harántolt kalcitos meddő kíséretében (147. ábra).



*146. ábra.* Parádsasvári (Béke) altáró bejárata a Csatorna-patak völgyfőjében. (Fotó: Vidacs A.)

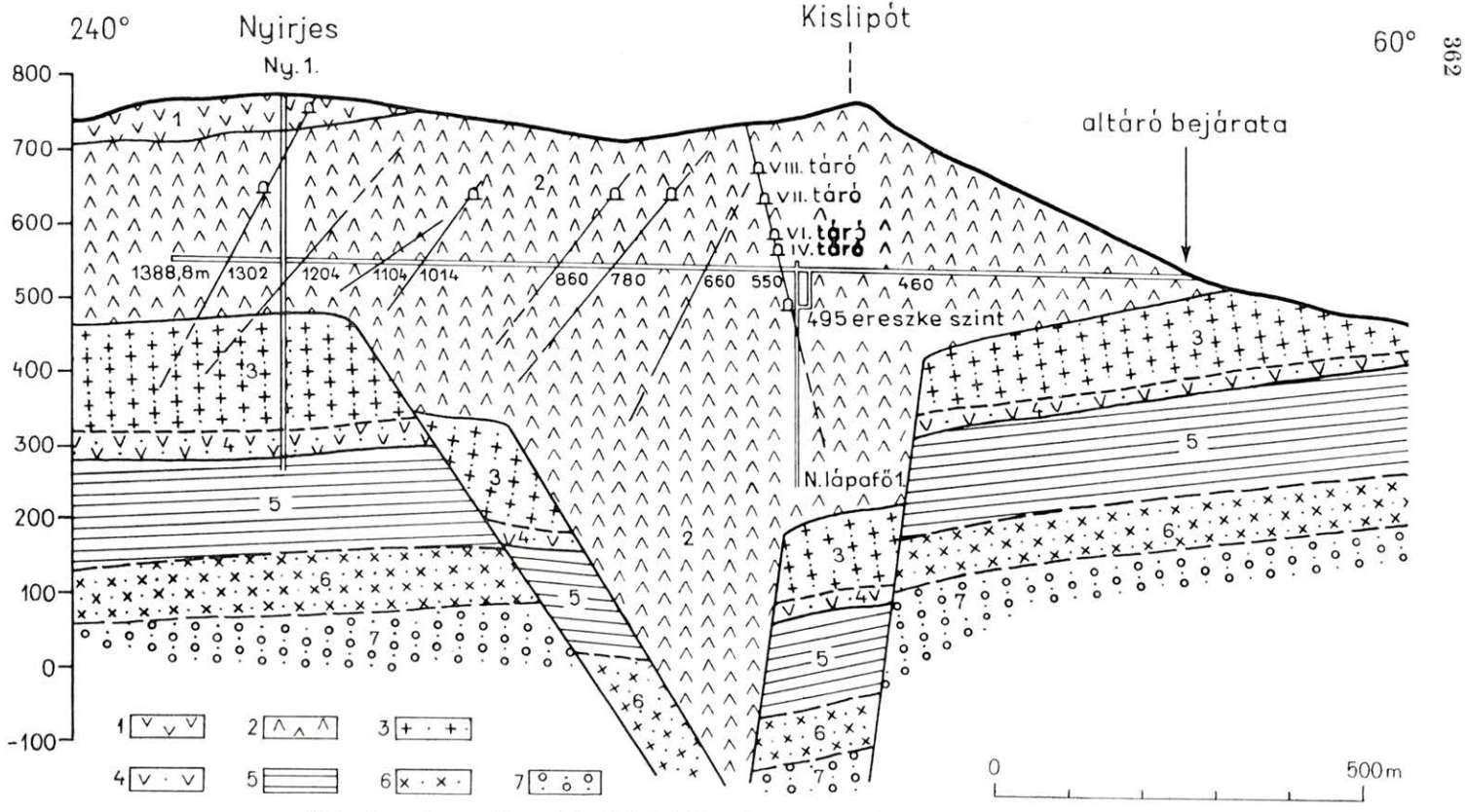
*Textfig. 146.* Entrance to Béke adit at Parádsasvár in the valley head of Csatorna brook. (Photo: A. Vidacs)

Ezzel párhuzamosan folyt az 550-es telér feltárása a Vércverés—Nagylápafő közti szakaszon, amelynek során az 545,5 és a 741,0 m tszf. magasságok között a II., IV., V., VI., VII. tárókkal a telért több helyen elérték, és hosszabb-rövidebb csapáshosszban követték. Az I., III. és VIII. tárók feküből indulva sikertelenek voltak, a VIII/a. táró viszont a felszínközelben már összezárult agyagos hasadékként talált rá a telérre (148. ábra).

1965 elejétől a már világosan kirajzolódó és bányászatilag is előrehaladott kutatási állapotban levő érces területet az *Országos Érc- és Ásványbányászati V. Kutató Szolgálatának* adtuk át további kutatásra.

Ezután került sorra az 550-es telérnek a Mogyorós-orom északi oldaláról történő feltárása (149. ábra), valamint a VII. táró irányvágatának az altáróval párhuzamos, de magasabb szinti kihajtása a nyírjesi telérig. Ennek során mintegy 100 m-rel magasabban újra harántolták az altáróban már megismert, de ott fémszegénynek bizonyult teléreket, amelyeket itt valamivel jobb kifejlődésben követtek, majd a nyírjesi Theodor-telért harántolva, ezt is hosszabb csapásvágattal kutatták meg. A továbbiakban az 550-es telér mélyebbszinti megkutatása céljából az altáróban történt megütés előtt fedőben hajtott ereszkével a 495 m-es tszf. magasságban is megkutatták a telért, amely ezen a szinten az eddiginél még jobb minőségűnek mutatkozott.

A bányászati kutatás 1968 végén véget ért, a kutatás azóta szünetel (150. ábra). Ezt követően 1969 közepén még lemélyült a Nagylápafő 1. sz.

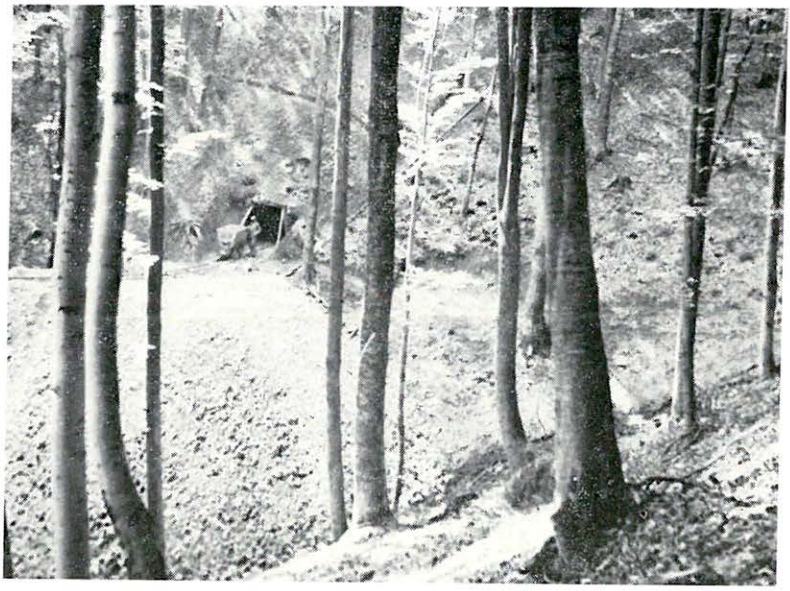



*147. ábra.* A parádsasvári altáró földtani szelvénye Félegyházi Zs. után

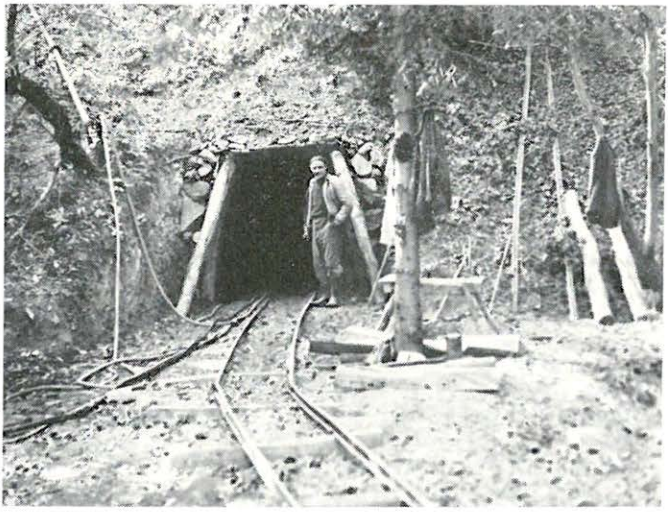
*1.* Fedő piroxénandezit, *2.* középső sztratovulkáni sorozat, *3.* horzsaköves dácittufa, *4.* piroxénandezittufa és -tufit, *5.* agyagos—karbonátos aleurit, *6.* alsó riolittufa, *7.* alsómiocén és oligocén üledékek

*Textfig. 147.* Geological section of the Parádsasvár adit (by courtesy of Zs. Félegyházi)

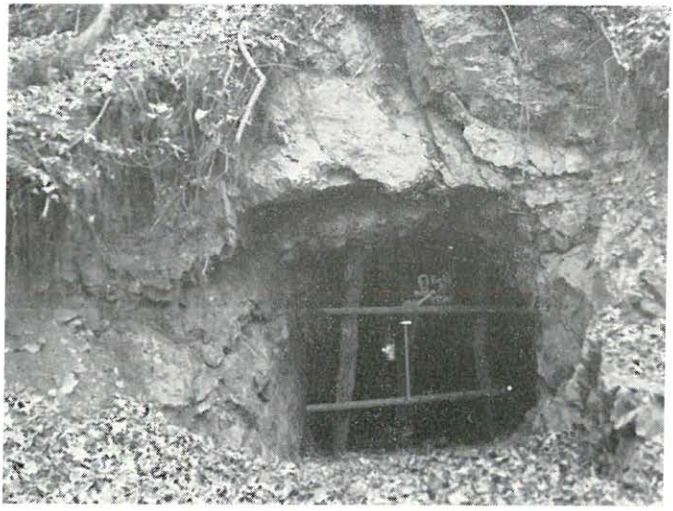
*1.* Overlying pyroxene andesite, *2.* Middle Stratovolcanic Formation, *3.* pumiceous dacitic tuff, *4.* pyroxene andesitic tuff and tuffite, *5.* clayey-limy siltstone, *6.* Lower Rhyolitic Tuff, *7.* Lower Miocene and Oligocene sediments



*148. ábra.* Nagylápafő VI. kutatótáró a nagylápafői völgyben. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 148.* Exploratory adit Nagylápafő VI in the Nagylápafő valley.
(Photo: A. VIDACS)



*149. ábra.* Nagylápafő VII. kutatótáró bejárata a nagylápafői völgyben. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 149.* Entrance to exploratory adit Nagylápafő VII in the Nagylápafő valley.
(Photo: A. VIDACS)



*150. ábra.* Elhagyott kutatótáró a Közép-Mátrában. (Fotó: VIDACS A.)
*Textfig. 150.* Abandoned exploratory adit in the central Mátra. (Photo: A. VIDACS)

(Parádsasvár 1.) kutatófúrás, mely 544,1 m magasságból indulva a IV. táró hányója alatt 300,2 m mélységig végig a bányából ismert andezitkifejlődést harántolva, némileg módosítja a kutatás során kialakult földtani képet, amennyiben az üledékes aljzatot — a korábbi fúrásos és térképezési adatok alapján várhatóval ellentétben — 200 m relatív mélységig még nem harántolta. Ezzel a hasadékvulkáni elméletet igazolva, az ércesedés dőlésmenti kiterjedésének lehetőségét megkétszerezte.

* * *

A kutatás eredménye a közép-mátrai teléres ércesedés területének körülhatárolása Vércveréstől a Nagy-Galya északi lejtőjéig, közel 3000 m hosszúságban és 500 m-t meghaladó dőlésmenti kiterjedésben. A terület súlypontját képező nagylipót—nagylápafő—nyírjesi területen helyenként bányászatilag is megkutatott színesérckészlet kiaknázására, egyelőre gazdasági okok miatt nem kerül sor.

*Tektonikai* szempontból a területet morfológiailag jellemzi, érctelődtani szempontból uralja az ÉNy—DK-i irányú törésrendszer, amely keleti irányú lépcsős leszakadásos morfológiában és a telérek elhelyezkedésében nyilvánul meg.

A közép-mátrai ércesedést *teleptanilag* a kalcitnak a meddő ásványok közötti uralkodó mennyisége jellemzi, ez különbözteti meg a többi mátrai lelőhelyektől. A néhol durvakristályos fehér kalcit mellett a telérmeddőben a kvarc jelentéktelen mennyiségű. Az epitermális (—mezotermális) ércásványok több telérképződési szakaszban képződtek; számuk helyenként a tucatot is meghaladja (151. ábra).

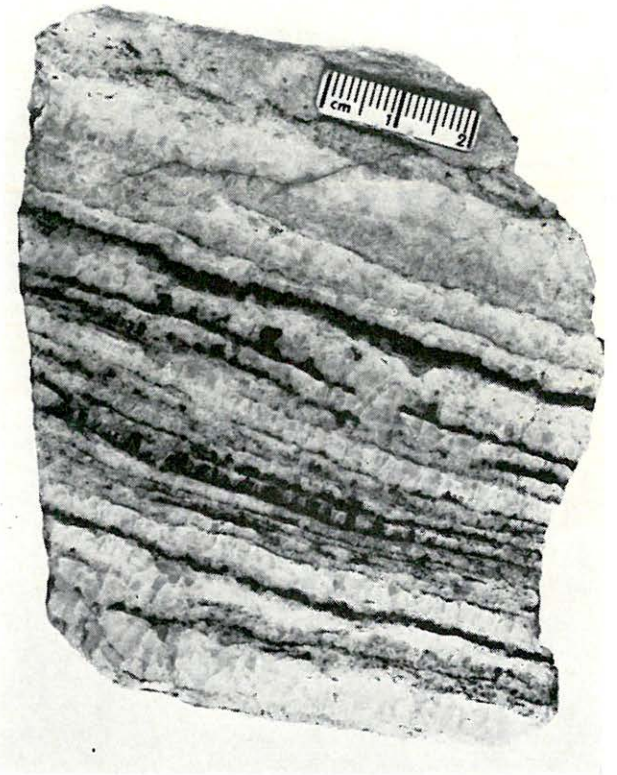
VIDACS A. a mellékkőzet helyenkénti fluoritos átitatódását is kimutatta. A kalcit és a szfalerit több generációban váltják egymást.

Előfordultak olyan telérszakaszok, ahol a részben nyílt telér kalcitkristályain fenn-nőtt idiomorf szfalerit kristálycsoportok foglaltak helyet (152. ábra). A galenit dúsulása és a kalkopirit nagyobb mennyiségű megjelenése a ritmusok végső tagjaihoz kötött. Feltételezhető, hogy a mélység felé gazdagodó kvarcos—kalkopirites befejező periódus alakult ki, amely tömeges kalkopiritet és kevés piritet hozott magával, általában a telér középső felhasadásait töltve ki, szemben a korábbi ritmusok telérszegélyi szimmetrikus elhelyezkedésével (Vidacs 1966b). Ritkán némi fakóérc kísérte. A terület nyugati részén ez a kvarcos—rezes fázis erősebben jelentkezik, a nyírjesi Theodor-telér ásványösszetételében néha már uralkodóvá is válik.

A telérek szélein jellegzetes agyagos szegély húzódik, amely helyenként fokozatosan megy át a teljesen elagyagosodott mellékkőzetbe. A mellékkőzet — szemben a teléranyaggal — sok hintett piritet tartalmaz.

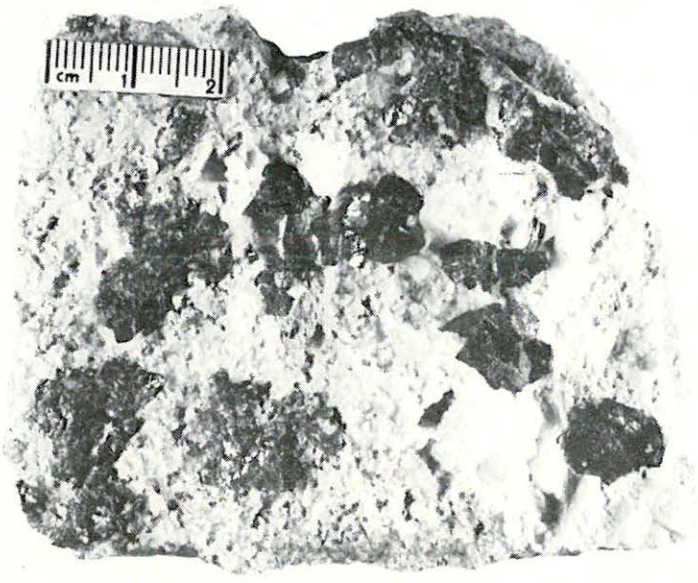
A terület ércásványai Kiss J. vizsgálatai szerint az alábbiak: galenit, szfalerit, kalkopirit, pirit, tetradimit, bizmutit, tellurit, termésarany és -tellur, valamint telérkísérőként kalcit, kvarc, barit.

A parádsasvári tárókban gyakori a greenockit és egyes üregfelületeken a




*151. ábra.* Finomszalagos galenit—szfalerit—kalcit telértöredék — Nagylápafő VII. táró. (Fotó: Pellérdyné)

*Textfig. 151.* Fine-banded galena—sphalerite—calcite vein fragment — adit Nagylápafő VII. (Photo: Pellérdy)



*152. ábra.* Szemcsésen szórt szfaleritcsomók a kalcitérben — Parádsasvári tároló. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 152.* Sporadic sphalerite nodules in a calcite veinlet. — Parádsasvár adit. (Photo: PELLÉRDY)

paligorszkit. A Parádsasvár felé eső részen gyakori hasadékkitöltő vagy a kalcit felületét bevonó fekete paraffinszerű anyag szénhidrogén-származék. A kalcitkristályok felületén néha mikroszkópos vékonyságú elektrumbevonat is jelentkezik (VIDACS 1965d), amely a kvarc jelentéktelen aranytartalma mellett a galenit ezüsttartalmával együtt szolgáltatja az előfordulást kísérő igen gyenge nemesfémtartalmat.

A nyugat-mátrai produktív színesérctelepek a középső rétegvulkános andezitösszletben fejlődtek ki, amelynek jellemzője az erős regionális hidroandezites—szilikoandezites átalakulás és a változatos szövet. A kőzetösszlet helyenként hidrotermálisan átalakult kálitrachit, amelynek $K_2O$-tartalma néha meghaladja a 10%-ot. Természetesen a kálitrachit szintén lehet a telért befogadó kőzet. Az érchordozó összletet 600—700 m-es átlagos tengerszint feletti magasságon sötétszürke, bázisos jellegű fiatalabb piroxénandezit-takaró borítja, mely alatt még alig ismert hidrotermális érctelepek rejtőzhetnek. A fedőandezit ércesedés szempontjából gyakorlatilag meddő.

VIDACS A. által a fentiekben vázolt földtani felépítésbeli adottságok miatt az ércföldtani kutató munka csak ott volt eredményes, ahol az idősebb andezitösszlet a külszínen hozzáférhető. Ezeken a területeken nagy kiterjedésű agyagásványos és kovás kőzetelváltozások észlelhetők, melyek az ércindikációkkal is kapcsolatban lehetnek.

* * *

Ezek alapján hét hidrotermális régiót lehet a Közép- és Nyugat-Mátrában kijelölni, amelyek egy része érces:

1. Károly—Péter-Pál—Bikkszél,
2. Pelyhes—Béla-telérek ércterülete,
3. Tölgyes—Mátrakeresztes ércterülete,
4. Bányabérc—Fallóskút,
5. Mátraszentimre,
6. Mátraszentistván—Mátraszentlászló környéki hidrotermális terület,
7. Vereskői érces terület.

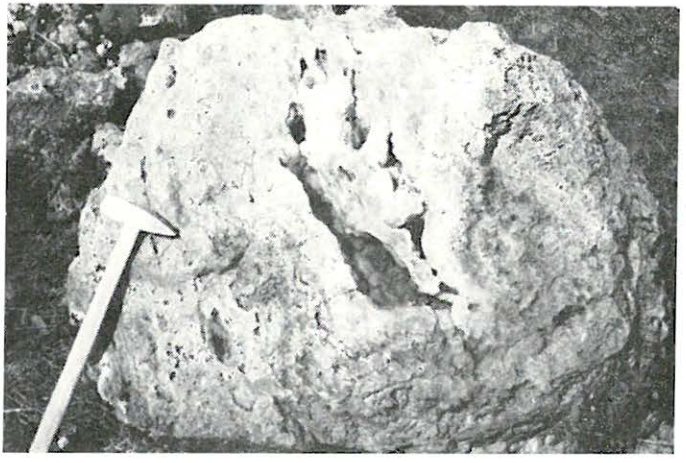
1. A *Károly—Péter-Pál—bikkszéli ércterület* a gyöngyösoroszi ércbányászat súlyponti területe, amelyen 1949 óta egyre fejlettebb bányászati tevékenység folyik. Ennek a területnek a telérei a Károly-, Aranybánya-bérc-, Péter-Pál-, Bikkszél-, Arany-Péter-1600-as-, Kiskúti-, a 2150-es-, Hidegkúti-, Szákacsurgó-, Béke- és Malombérc-telérek, valamint a környezetükben ismertté vált kisebb telérek a legjobban ismert telérei a hegységnek, 150 és 450 m tszfm. között.

2. A *Pelyhes—Béla-(Beszekunyhó-)telércsoport* a gyöngyösoroszi bánya területéhez északról csatlakozó érces terület, amelyen belül a Pelyhes-észak és Pelyhes-dél néven két külszínről ismert telért, valamint a Béla-(Beszekunyhó-)telért különíthetjük el. Ez utóbbinak szegényérces kifejlődését a +400 m tszfm. szinten vágattal is feltárták.

3. A *Tölgyes—Mátrakeresztes érces terület* a bányamező NyÉNy-i szomszédságában terül el. Tagjai a Katalin-, István-, Nagytölgyes- és Kistölgyesbérci-telérek, amelyeket külszíni és tárós kutatás útján, kisebb részben pedig a 400-as szinti irányvágatból tártak fel.

4. A *bányabérc—fallóskúti érces területen* a bányabérci kettős telér (a bagolyirtásival tulajdonképpen hármas) ma már saját aknájából alaposan megkutatott és feltárt telér, amely a várakozásnál ércesebbnek bizonyult, míg a Fallóskúton feltételezett telérek kutatása a jövő feladata.

5. A *mátraszentimrei ércterület* lényegében csak a mátraszentimrei telérre szorítkozik, amely ma már szintén önálló aknából és teljes terjedelmében meg-



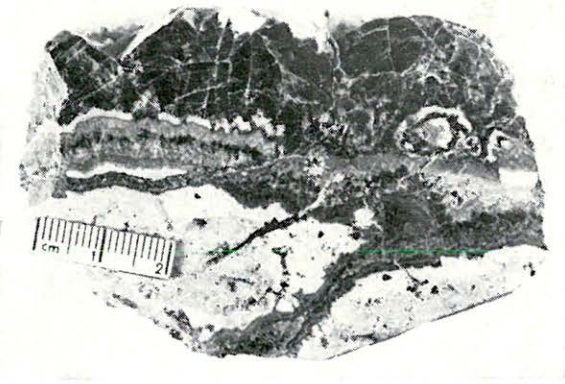
*153. ábra.* Szalagos—üreges telérkvarcittömb a Hársas-hegyen
*Textfig. 153.* Banded-vesicular gangue quartzite block on the Hársas-hegy



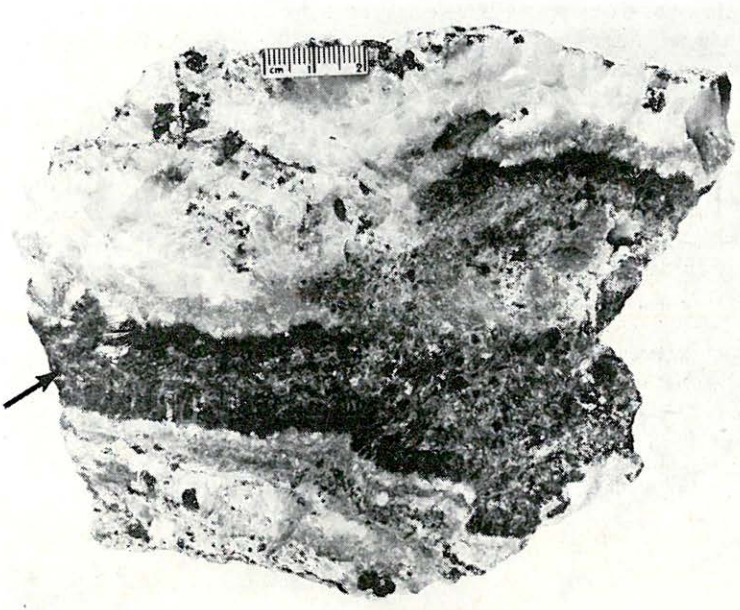
*154. ábra.* Hársas-hegyi felszínközeli telér kifejlődése a kutatóárokban
*Textfig. 154.* Hársas-hegy's near-surface vein development uncovered in exploratory trench

kutatott érctelérből áll. Az ide számítható Gubolaházi-telér csak árkolásból ismert, de mélyebbszinti megkutatására hosszú ideig nem kerülhet sor, viszonylag távoli fekvése miatt.

6. A *Mátraszentistván—Mátraszentlászló környéki hidrotermális terület* csak földtani indikációkkal alátámasztott potenciális ércterület, amelynek megkutatását a piszkés-tetői fedőandezit és a terület fedettsége megnehezíti. Figyelemre méltó azonban, hogy ezen a területen van a hegység K-ban leggazdagabb kőzete, amely (Wéber—Géresi 1970) a Cseternásbérc—Egyházasbikk-telér folytatásába esik.



*155. ábra.* Ritmikus kiválású, érchintéses, hidrotermás kalcittelér — Gyöngyöstarján 3. sz. fúrás 86. méteréből. (Fotó: Pellérdyné)
*Textfig. 155.* Hydrothermal calcite vein of rhythmical segregation, impregnated by ore minerals. — From the 86th m of borehole Gyöngyöstarján-3. (Photo: Pellérdy)



*156. ábra.* Szalagos kiválású kalcit—kvarc érctelértöredék a hársas-hegyi telérből (a sötét színű sáv manganokalcit) — Gyöngyöstarján 3. sz. fúrás 96,0 m. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
*Textfig. 156.* Fragment of banded calcite-quartz ore vein from the Hársas-hegy (the dark band is manganocalcite) — borehole Gyöngyöstarján-3, 96,0 m. (Photo: PELLÉRDY)

7. A *vereskői ércterület* a Gyöngyösoroszi D-i bányamező részéhez csatlakozik és a Jegykő-patak környékén a telércsoport három tagja vált eddig ismertté. Ide sorolhatjuk a VARGA GY. által feltárt, a Hársas-hegyen húzódó telért is (153., 154. ábra), azzal a megjegyzéssel, hogy a bányamező déli határán túl ismereteink hézagosabbak, mint az északi oldalon. A hársas-hegyi telért felszíni árkolással megkutatták, és mintegy 350 m csapásban valószínűsíthető. Felszínközelben a telér jelentős mennyiségű baritot tartalmaz. A telért a Gyöngyöstarján 3. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás is elérte és egy kalcit—manganokalcitos szegély harántolása után a kvarcos telértestbe hatolt, a meredek telérhelyzet miatt azonban nem harántolta (155., 156. ábra).

## Tektonika és ércesedés

VIDACS A. megállapítása szerint a Károly—Péter-Pál—bikkszéli terület telércsoportja a Tóthegyes—Világos-hegy vulkáni tevékenységének kísérője, részben radiális (Péter-Pál-, Bikkszél-, Aranybánya-bérc-, Károly-telérek), részben tangenciális (Arany-Péter-, Kiskút-, Malombérc-telérek) hasadékrendszerrel.

A Tölgyes—Mátrakeresztes érces területén NyÉNy—KDK-i hasadékrendszer az uralkodó, ami részben a Tóthegyes—Világos-hegy—Hársas-hegy, részben a nyugat-mátrai főgerinchez csatlakozó Bagolyirtás vonulata mentén

feltételezett azonos irányú törésvonalban működött hasadékvulkáni tektonika eredménye lehet. Ebbe a rendszerbe a Katalin- és István-telérek csak mint a Nagytölgyessel közös gyökerű telérek illeszthetők be.

A bányabérci ércesedés területén a telérképződés NyÉNy—KDK átlagos csapásirányú, de ezen belül az egyes telérek nem teljesen párhuzamosak.

A mátraszentimrei érces terület legjellemzőbb telére az ÉNy—DK-i csapású Mátraszentimrei-telér, amely a Darázs-hegy és Piszkés-tető feltételezett vulkáni hasadékával párhuzamos fiatal törésvonal. A Darázs-hegy fedőandezitjének hasadékcsatornáját a Mátraszentimre 2. sz. mélyfúrás ki is mutatta.

Közelállónak látszik ehhez az irányhoz a Gubolaházi-telér feltételezett csapásiránya.

A mátraszentistván—mátraszentlászlói hidrotermális terület hasadékirányai megkutatottság nélkül csak morfológiai alapon feltételezhetők és így ÉNy—DK csapásirányúak.

Az ÉNy—DK-i irányú vereskői telérek a déli területen az ércesedési fázis után felújultak, elvonszolódtak, ez a déli mező felmorzsolódásában is tükröződik. A mozgások intenzitása ellenére Vidacs A. nem tartotta kizártnak, hogy itt a telérek mélyebb öveiben is lehet produktív ércesedés, a morzsolt—bontott mellékkőzet impregnációjaként.

A vulkáni hasadékrendszerrel, a hidrotermális és telérhasadékokkal jelzett tektonikai jelenségek után — mint a vereskői tapasztalatok is bizonyítják — fiatalabb tektonikai mozgások is voltak a Ny-i Mátrában. Ennek során a vulkáni összlet déli, lépcsősen leszakadozó része megbillent és a lezökkenések során mind mélyebbre került.

## Érctelérek szerkezete és kialakulása

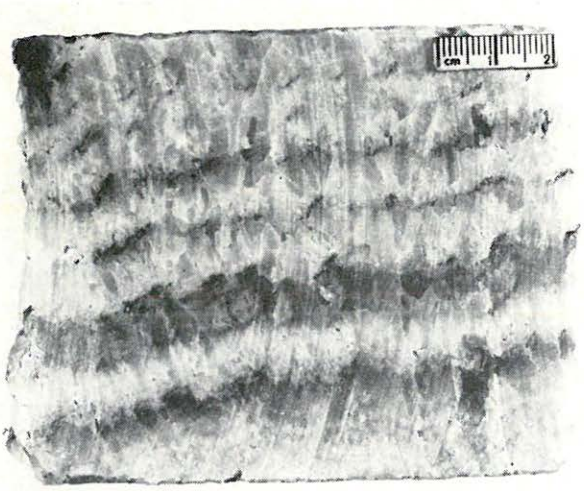
A nyugat-mátrai arany—ezüsttartalmú ólom—cinkérc-telepek a Schneiderhöhn—Cloos-féle érctelep-osztályozás szerint szubvulkáni hidrotermális telérek, túlnyomórészt epitermális, kisebb részükben mezotermális ásványtársulásokkal.

A telérek anyagában hatféle ércásvány (a kiválás sorrendjében: pirit, galenit, kalkopirit, szfalerit, wurtzit, markazit) és több mint 14-féle meddőásvány (kvarc, hegyikristály, kalcedon, opál, jáspis, ametiszt, dolomit, manganokalcit, klorit, barit, cölesztin, fluorit, gipsz, agyagásványok) jelenléte állapítható meg. Műszeres vizsgálattal kimutatható (kis mennyiségű) telérásványok a következők: tetraédrit, arzenopirit, termésarany, hematit, stannin, bournonit, jamesonit, semseyit, antimonit, kalkozin, kovellin, boulangerit, cerusszit, chabazit, laumontit, adulár, inesit, kalkantit, melanterit, anglesit, limonit.

A zavartalan kifejlődésű telérszakaszokon a szalagos centiméteres vagy csak milliméteres zsinóros érckifejlődés jellemző, amely többnyire csak 1—3-féle ércásványból áll. A tucatnyi vagy azt meghaladó számú zsinórból álló ún. telérérc az ún. zebra-érc. A zavartalan szakaszok ércásványának elhelyezkedése általában bilaterális szimmetriájú.

Vidacs A. a gyöngyösoroszi altárószinten feltárt telérek szerkezeti vizsgálata alapján e szintben hét kitöltési szakaszt állapított meg:

1. bemosott vulkáni tufából keletkezett kovás, agyagásványos kitöltés, breccsás kalcittal;



*157. ábra.* Szalagos kalcittelér-részlet a Gyöngyöstarján 3. sz. fúrás 88. méteréből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 157.* Banded calcite vein portion from the 88th m of borehole Gyöngyöstarján-3. (Photo: PELLÉRDY)

2. vastagpados, tömeges mikrokristályos telérkvarc, pirit I., galenit I., sárgásbarna szfalerit I., kevés kalkopirit I.; szegényérces szakasz;
3. finomszalagos, sűrűn csíkozott kvarcos telérrészek, dús galenit II., mélyebb szinteken wurtzit, általában a legnagyobb mennyiségű világosbarna szfalerit II., mélyebb szinteken agyagásvány; leggazdagabb érces szakasz;
4. kevés tömör, mikrokristályos telérkvarc, szegényes szfalerit—kalkopirit—galenit hintéssel, gyakran mikroszkópikus hematitszemcsékkel vörösre színezve (a hasonló telérkőzetet Selmecbányán „cinópel" néven említik); szegényérces szakasz;
5. karbonátásványok: fehér és mangántartalmú fekete kalcit váltakozása (157. ábra); kevés kalkopirit III., pirit IV. és markazit; barna kalcit, kevés manganokalcit, dolomit, barit; csak kivételesen műrevaló, általában szegényérces szakasz;
6. ametiszt, pirit V., igen kevés mézsárga szfalerit III., igen kevés kalkopirit IV., markazit; ércnyomokat tartalmazó szakasz;
7. kevés kvarc, gipsz, kalcit és pirit IV., ritkán kevés antimonit; gyakorlatilag meddő szakasz.

A nyugat-mátrai telérek 400—800 m átlagos csapáshosszúságának fele műrevaló. Adott horizontális szelvényben a legteljesebb kifejlődésű középrészből haladva a végek felé, a 3. finomszalagos és egyben legproduktívabb szakasz termékei végződnek el legkorábban, és az 5. és 6. (karbonátos, illetve ametisztes) szakasz tart legtovább.

A dőlésmenti zónásság egyenletesen, szintről-szintre alig észrevehető fokozatossággal változik. Lefelé a galenit mennyisége csökken, a szfalerité nő. Viszonylagosan dúsul a kalkopirit és pirit. A telérvastagság lefelé *némileg csökken*, a dőlések gyakran közös gyökérre engednek következtetni. A Károly-telér mélyszinti művelési tapasztalatai szerint a csapásmenti érceloszlás szeszélyesebb, mintha oszlopos ércesedés kezdene kialakulni. A felszínközeli kilúgzás és oxidáció a tömör részeken 20—30 m mélységig, a breccsás telérszakaszokon pedig 80—100 m-ig húzódik le.

*110. táblázat*

| Lelőhely | A vizsgált anyag | As | Sb | Ga | Bi | Mo | Cd | Ag | Sn | Te | Tl | Hg | In | Se | Ge |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gyöngyösoroszi | cinkpor | 6 200 | 140 | 50 | | 10 | 3700 | 16 | 60 | | 18 | | 5 | | |
| | ólomszínpor | 5 800 | 650 | 4 | 55 | 24 | 180 | 110 | 120 | | 50 | | | | |
| | piritszínpor | 9 500 | 600 | 30 | | 40 | | 19 | 90 | 1300 | 13 | | | | |
| Parádsasvár | cinkszínpor | 3 000 | 6100 | 250 | | 50 | 4500 | 17 | 130 | | | 700 | 420 | | |
| (becsült érték) | ólomszínpor | 10 000 | 1300 | 5 | 75 | 20 | 400 | 160 | 20 | | | | | | |
| Recsk (Lahóca) | rézszínpor | 9 000 | 8000 | 15 | 45 | 270 | 2800 | 60 | 100 | 1000 | 21 | | | 625 | |
| Pátka | cinkszínpor | ny | 1700 | 600 | 10 | 25 | 1700 | 100 | 15 | | 2 | 440 | 72 | | 10 |
| | ólomszínpor | 8 800 | 6500 | 110 | 350 | 72 | 150 | 650 | | | 140 | ny | 13 | | |

Cementációs öv a tömör kvarcos telérkitöltés miatt nem keletkezhetett.

Az érces összlet nyomelemtartalmát a 110. táblázat mutatja be (az értékek ppm-ben kifejezve).

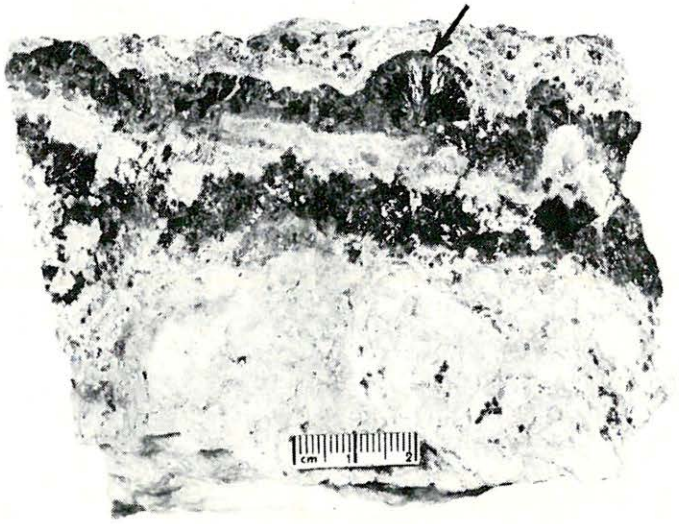
## A nyugat- és közép-mátrai hidrotermás érctelérek gazdasági osztályozása

A mátrai hidrotermás teléres ércesedés gazdasági szempontú osztályozása bányászati feltártság és földtani megkutatottság szerint az alábbi:

1. művelésbe vont telérek,
2. bányászatilag megkutatott (készletbe vont) telérek,
3. földtanilag megkutatott és
4. indikációk alapján ismert vagy feltételezett telérek.

1. A *művelésbe vont* telérek kivétel nélkül a gyöngyösoroszi bánya ún. központi telércsoportjába tartoznak. Ezek egy része már évszázadok óta ismert és időnként művelés alá is vett telér. A központi telércsoport teljes megkutatása a gyöngyösoroszi bánya felfejlesztésének idejére esik és az 1955—56-os évekkel be is fejeződött. Az ide tartozó teléreket bányászatilag hosszabb szakaszon is feltárták, így ismeretességi fokuk magas, vágatföldtani- és résmintatérképek alapján is jól dokumentáltak, általában dőlésmentén, több szintben is ismeretesek. A szűkebb bányaföldtani dokumentáción túlmenően igen sok földtani adat is áll rendelkezésre, amelyet a Vidacs A. és Kun B. által 1955-ben készített jelentés dokumentál.

*a)* A gyöngyösoroszi típusú telérekre legjellemzőbb a tömör, mikrokristályos kvarc túlsúlya a telér-meddőben. Az ellenálló, kilúgzott, ércüreges kvarc a telér lepusztulása során, a felszínen kvarcgurulékok formájában található és a telérvonulat felszíni nyomozásához igen nagy segítséget nyújthat. (Ezért sokkal nehezebben nyomozhatók a kisebb szilárdságú, nem állékony kalcitos telérek.) Az ércesedés főásványai a szfalerit, wurtzit (158. ábra), galenit, kalkopirit és pirit, amelynek kiválási sorrendjét, valamint kísérő ércásványait az ércföldtani részben tárgyaltuk. A telérek szerkezetére nagy általánosságban a bilaterális szimmetria jellemző, amely a szín- és posztgenetikus tektonika függvényében azonban nagyon változó is lehet (159. ábra). A tektonikai igénybevétel következményeként sok helyütt a telér breccsás, „kokárdás" (160. ábra) szerkezetűvé, agyagossá válik. A zavartalanabb, nyugodtabb kifejlődésű szakaszokon több egymást követő felhasadási szakaszra utaló érczsinóros szerkezet észlelhető, ilyenkor több — centiméterestől a néhány



*158. ábra.* Szalagos szerkezetű érctelér-darab (a kép felső részén sugaras—gömbös kiválású wurtzithalmaz látható) — Gyöngyösoroszi ércbánya. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
*Textfig. 158.* Ore vein fragment of banded structure (top: a radiating spherical wurtzite aggregate). — Gyöngyösoroszi ore mine. (Photo: PELLÉRDY)

milliméteres méretig terjedő — érczsinórból és közte kialakult meddősávokból álló ún. zebraérc jön létre (151. ábra).

A legfontosabb gyöngyösoroszi telérek adatait a 111. táblázat tartalmazza.

2. A *bányászatilag megkutatott* (készletbe vont) telérek részben a gyöngyösoroszi peremi telércsoport egyes tagjai, részben pedig a közép-mátrai (Parádsasvár—Nagylápafő) ércesedéshez tartoznak. A nyugat-mátrai érctelérek közül azokat soroljuk ide, amelyeket többnyire csak kis pillérmagasságú tárókból és csak rövidebb csapáshosszban kutattunk meg, így minőségi és mennyiségi adataik csak kevéssé megbízhatóak lévén, többnyire még a $C_2$ kategóriát sem érik el.

*a)* Szákacsurgói-telér. A peremi telércsoportnak a bányához legközelebb eső tagja, amelyet a Jávoros-oldalon már a korábbi kutatások, majd az altárószinti irányvágat is feltárt. 325—145° csapásirányban helyezkedik el, dőlése bizonytalan. Rövid feltárt szakasza alapján nem műrevaló. Feltételezhető, hogy kapcsolatban van a Pelyhes-tető teléreivel.

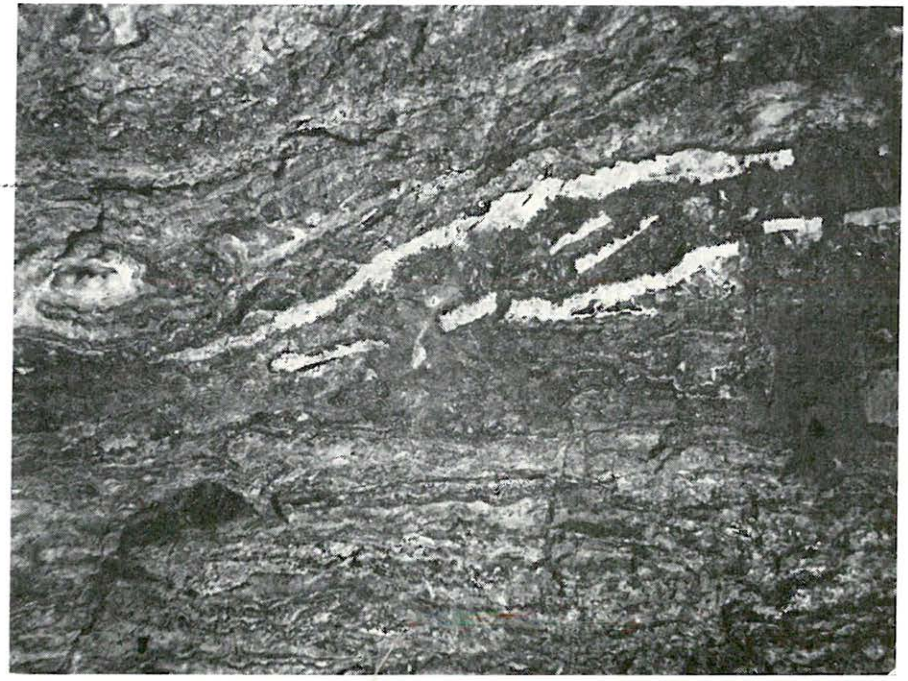
*b)* Katalin-telér. A Katalin-telért a Kaszap-rét környékén árkolásból és felszínközeli, kis pillérmagasságú táróból ismerjük. Ez a telér a DNy-i irányban a Kaszap-réten túl még valószínűleg folytatódik, de alaposabb megkutatására és leművelésére csak a tervezett nagytölgyes-bérci akna lemélyítése után kerülhet sor.

*c)* István-telér. Az István-telért, amely a peremi telércsoport legkisebb, illetve csapáshosszban legrövidebb és csak kis dőlésmenti kiterjedésben megismert tagja, szintén a Kaszap-rét közvetlen környékén tárták fel.

*111. táblázat*

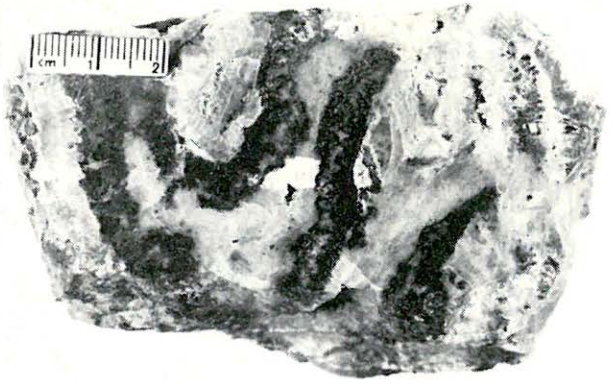
**A gyöngyösoroszi központi telérek minőségi adatai az összes földtani készletre vonatkoztatva**

| Telér megnevezése | Átlagos | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | csapás irány° | dőlés irány° | vastagság m | fémtartalom | | | | | | |
| | | | | Pb | Zn | Cu | Fe | Cd | Au | Ag |
| | | | | % | | | | | g/t | |
| Károly | 350–170 | K 78 | 1,40 | 1,57 | 4,23 | 0,31 | 5,49 | 0,04 | 0,91 | 25,46 |
| Béke | 220–40 | DK 70 | 1,53 | 0,78 | 2,51 | 0,12 | 3,78 | 0,00 | 0,62 | 6,96 |
| Aranybánya-bérc | 225–45 | DK 68 | 1,25 | 1,19 | 3,38 | 0,17 | 2,54 | 0,03 | 0,43 | 15,23 |
| Péter-Pál | 220–40 | DK 66 | 1,00 | 0,81 | 3,35 | 0,08 | 4,48 | 0,01 | 1,04 | 24,94 |
| Arany-Péter | 310–130 | ÉK 72 | 1,16 | 1,26 | 3,56 | 0,12 | 3,69 | 0,02 | 0,97 | 15,03 |
| Bikkszél I–III. | 220–40 | ÉNy 76 | 0,77 | 0,81 | 2,50 | 0,08 | 3,58 | 0,01 | 0,48 | 10,24 |
| Kiskút I. | 315–135 | ÉK 68 | 0,74 | 1,09 | 3,25 | 0,07 | 2,44 | 0,01 | 0,33 | 19,06 |
| Malombérc | 295–115 | DNy 58 | 1,17 | 1,01 | 3,02 | 0,19 | 3,89 | 0,00 | 0,56 | 14,19 |
| Hidegkút I–II. | 325–145 | ÉK 56 | 0,76 | 0,79 | 1,49 | 0,03 | 1,45 | 0,01 | 0,20 | 5,51 |
| Peremi telérek: | | | | | | | | | | |
| Nagytölgyes-bérc | 300–110 | D 70 | 1,42 | 1,22 | 3,36 | 0,24 | 4,11 | 0,03 | 0,29 | 16,82 |
| Bányabérc I. | 315–130 | DNy 75 | 0,75 | 0,79 | 2,46 | 0,05 | 6,51 | 0,01 | 0,32 | 25,67 |
| Bányabérc II. | 290–110 | D 65 | 0,83 | 0,99 | 2,68 | 0,06 | 5,98 | 0,02 | 0,44 | 15,02 |
| Mátraszentimre | 315–125 | ÉK 64–84 | 1,22 | 1,33 | 2,78 | 0,08 | 6,07 | 0,02 | 0,42 | 10,56 |



*159. ábra.* Tektonikailag zavart, szalagos telérszerkezet a gyöngyösoroszi ércbányában. 1/12× (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 159.* Tectonically disturbed, banded vein structure in the Gyöngyösoroszi ore mine. 1/12× (Photo: PELLÉRDY)



*160. ábra.* Tektonikusan megviselt „kokárdaérc" — Gyöngyösoroszi ércbánya. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

*Textfig. 160.* Tectonically deformed "kokárda"-ore. — Gyöngyösoroszi ore mine. (Photo: PELLÉRDY)

Feltételezhető, de még teljesen tisztázatlan a Katalin- vagy esetleg a nagytölgyes-bérci telérhez való kapcsolata. Feltárt szakaszán oxidált és felszínközeli kilúgzást szenvedett, a kevés üde érceszemcse ezen a szinten alacsony hőmérsékletű baritos—markazitos—pirites parageneziste utal. A karbonáttartalom az átlagosnál nagyobb.

*d)* Nagytölgyes-bérci telér. Csapáshosszban és vastagságban a Ny-i Mátra legtöbbet ígérő — de erősen zavart, felszabdalt — telére. Lejtősaknában, tehát viszonylag nagyobb pillérrel feltárt szakaszán főként gyantasárga szfalerit, galenit és kevés kalkopirit alkotja a hasznos telérkitöltést, meglehetősen töredezett kvarcit és viszonylag sok karbonát kíséretében.

*e)* Kistölgyes-bérci (baritos) telér. Külszíni árkolással dús baritos kifejlődésben tárták fel, azonban a baritot már kis mélységben ércásványok váltják fel. Érdemi feltárására szintén csak a Nagytölgyesi-aknából kerülhet sor. Várhatóan 260—80° csapásban, 70° déli dőléssel helyezkedik el.

*f)* Béla-telér. Tulajdonképpen a Rozlozsnik P. által felismert pelyhesi telérvonulat azonosított tagja. (Említik Pelyhes-dél- és Beszekunyhótelér néven is.) A korábbi kutatások kibúvásra telepített szintes tároval rövid csapáson tárják fel, felszíni árkolással hosszabban nyomozható, szalagos—ércüreges kvarcittelérként. Az altárói irányvágatban azonban csak vékony és jelentéktelen szétseprűződött gyökérrégiót találunk, amely csak feltételesen azonosítható a felszíni telérvonulattal. Pontosabb képet csak a nagyobb dőlésmenti feltártság eredményezhetne, amelyet a bányabérci aknából lehetne elérni. Pusztán a felszíni nyomokra támaszkodva a pelyhes-tetői részen két, esetleg három telér jelenlétét tételezzük fel.

*g)* Bányabérci-telér. Árkolásos és kis pillérmagassággal végzett tárós kutatás után a gyöngyösoroszi 400-as szinten is megkutatták, majd a teljes dőlésmenti feltárás céljából aknát mélyítettek. Az akna talpszintje feltöréssel van az altárószinttel összekötve, így teljes dőlésmenti ismeretességgel rendelkezünk. Az aknából végzett feltárás nem egy, hanem két telér jelenlétét bizonyította be. Mindkét telérre a nyugat-mátrai egyéb telérektől eltérő sajátosságok jellemzők: a meddőanyag erősen morzsolt, teljesen felőrölt és jórészt elagyagosodott, és emellett csak kevés, többnyire zúzott kvarcból áll. Az érc zömmel morzsolt, aprószemcsés és mivel az agyaghoz kötődik, többnyire szinte „földes" megjelenésű. A két telér azonos felhasadási rendszerhez tartozik, azonban nem teljesen párhuzamos. Az I. telér érckitöltése dúsabb és kitartóbb, mint az aknától távolabb eső II. teléré.

*h)* Mátraszentimrei-telér. Kibúvásból ismert, majd árkolással, ferdefúrással és lejtősaknával feltárt telér, amelyre később önálló aknát is telepítettek. A gyöngyösoroszi altárószinttel irányvágat köti össze. Jelentős csapás- és dőlésmenti kiterjedésével a Ny-i Mátra egyik legnagyobb telére. Ércesedése és szerkezete teljesen beilleszthető a gyöngyösoroszi típusú telérek sorozatába, mint azt Nagy B.—Barbácsi Á. (1966) vizsgálatai kimutatták. Vidacs A. által a központi telérekben felismert genetikai sorrend a mátraszentimrei telérben is érvényes.

*i)* Gazdasági szempontok alapján ebbe a csoportba sorolhatók a közép-mátrai ércesedés telérei, amelyeket az 1959—1968 közötti években kutattak meg. Ezt az ércesedést több kisebb kutatótáró után a parádsasvári altáró harántolta teljes szélességében. Számos kisebb-nagyobb telért

és érces zsinórt harántolt az altáró. Ezek közül a jelentősebbeket az altáró bejáratából mért harántolási távolsággal jelöljük.

Legjelentősebbnek az 550-es telér bizonyult. Ez a terület legjobban feltárt és egyéb jellemzőiben is tipikus telére. Kitöltésében a hintett, zsinóros és ritkábban fenn-nőtt ércásványok, túlnyomóan szfalerit (és wurtzit), alárendeltebben galenit és kalkopirit, dús hintett pirittel uralkodó. A telér szerkezete leggyakrabban szimmetrikus, többszöri felhasadásra utaló ritmikus ércsinórokkal (zebraérc). Vastagsága max. 3—4 m, de többnyire 0,8—1,50 m között ingadozik.

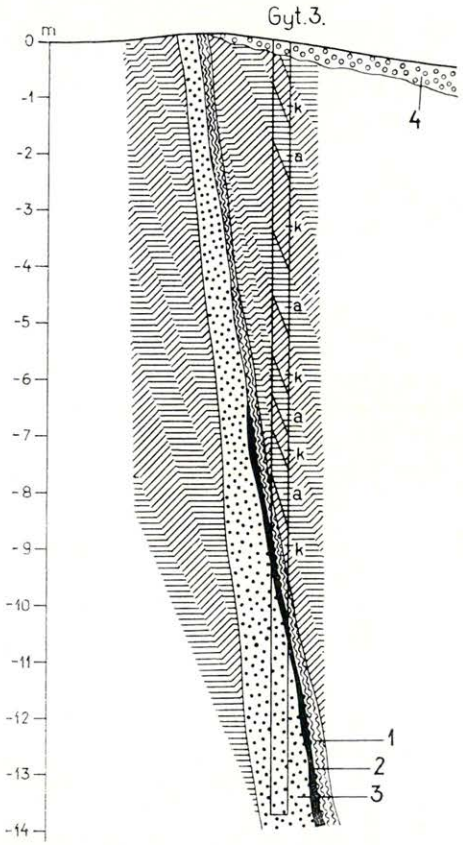
A terület többi telére (az 580, 660, 789, 860, 1044, 1104, 1204-es telérek) — a nyírjesi Theodor-telér kivételével — ércesedés és meddőkitöltés tekintetében teljesen megegyezik az 550-es telérrel. Mivel ezek csapás mentén jóval kisebb szakaszon vannak megkutatva, ezért ismeretességi fokuk is jóval kisebb. Ennek az az oka, hogy az utóbbi telérek vastagsága többnyire 0,40—0,80 m és ritkán éri el az 1 m-t. Csapásuk közel azonos az 550-es telérrel, de dőlésük — kivéve a legjelentéktelenebb 580-ast — az 550-eshez viszonyítva fordított, azaz NyÉNy-i dőlésirányt mutat. A rövid feltárt szakaszokon 60—75°-os dőléseket mérhettünk.

*j)* A nyírjesi Theodor-telér a közép-mátrai ércesedés legnyugatibb ismert telére, az eddigiektől bizonyos mértékig eltérő, az oroszi típusú telérekhez némileg hasonló. (Ilyen még a Theodor leágazásának tartható, a VII. táró irányvágatában követhető ún. „Párhuzamos-telér" is.) Szembeötlő különbséget a kalcit kisebb mennyisége jelent. Ebben a telérben a kalcit és kvarc kb. fele-fele arányban található. Az ércásványok arányában nincs jelentős változás, mindössze a kalkopirit gyakorisága nő meg, ami az átlagos réztartalomban okoz némi változást.

A közép-mátrai érctelérek minőségi adatait az összes földtani készletre vonatkoztatva a 112. táblázat tartalmazza.

3—4. A *földtanilag megkutatott, vagy csak indikációk alapján ismert telérek* közé sorolhatjuk azokat a teléreket, amelyeket csak rövid csapáshosszban, illetve csak egy-egy pontban ismerünk (kibúvásban vagy kutatóárokban), néha csak földtani indokok alapján feltételezzük létét.

*a)* Hársas-hegyi telér (161. ábra). A gyöngyösoroszi központi




*161. ábra.* Hársas-hegyi telér szelvénye

k = kovásodott, a = agyagásványosodott szakaszok; *1.* kalcit, *2.* limonitos átalakult szegély, *3.* telérkvarc, *4.* törmelékes talaj

*Textfig. 161.* Section of the Hársas-hegy vein

k = silicified, a = argillized stretches; *1.* calcite, *2.* limonitized margin, *3.* gangue quartz, *4.* soil with detrital material

*112. táblázat*

| Telér megnevezése | Átlagos | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | csapás irány° | dőlés irány° | vastagság m | fémtartalom | | | | | | |
| | | | | Pb | Zn | Cu | Fe | Cd | Au | Ag |
| | | | | % | | | | | g/t | |
| 550-es | 310—130 | ÉK 75 | 1,12 | 1,14 | 3,11 | 0,077 | 2,65 | 0,041 | 0,18 | 16,03 |
| 660-as | 315—135 | DNy 70 | 0,60 | 1,32 | 2,62 | 0,039 | 2,57 | 0,028 | 0,18 | 18,40 |
| 789-es | 300—120 | DNy 70 | 0,40 | 0,70 | 3,82 | 0,059 | 1,69 | 0,042 | 0,13 | 7,53 |
| 1044-es | 330—150 | DNy 65 | 0,80 | 1,61 | 3,67 | 0,060 | 1,88 | 0,037 | 0,13 | 18,30 |
| Nyírjesi Theodor | 300—120 | DNy 65 | 0,85 | 1,00 | 3,35 | 0,100 | 3,11 | 0,24 | 0,11 | 19,52 |

telércsoporttól délre, mintegy 3 km távolságban árkoltatta meg 1969-ben VARGA GY. (1969a). A telér 180 m csapásban követhető felszíni árkolással, és feltehetően 85—87° dőlésű. A felszínen kilúgzott-ércnyomos kvarcittörmelék van. Mélyfúrási adatok szerint (Gyöngyöstarján 3. sz. fúrás) a felszínközeli kilúgzott zóna alatt szabályos gyöngyösoroszi típusú érctelér húzódik. Bányászati feltárására nem került sor.

*b)* Vereskői-telér. A Jegykő-patak környékén, feltételezhetően 330—150° csapásirányban helyezkedik el. Felszínen sűrű telérkvarc-törmeléke alapján nyomozható, és két egymással közel párhuzamos vonulatnak látszik. Kutatására VIDACS A. (1961c) ferdefúrást mélyíttetett, amely a mélyebb szinteken tektonikailag erősen igénybevett, de nem kilúgzott állapotban valószínűsítette a telért.

*c)* Bagolyirtási-telér. A Bagolyirtás gerincén a bányabérci akna mellett haladó távvezeték vágásában árkoltatták ki az OÉÁ geológusai. Dőlése ÉK 75°, geofizikai adatokkal is megerősített csapásiránya kb. 300—120°. A felszínen teljesen kilúgozott, de dúsan ércüreges kvarctelér 0,8 m vastag.

*d)* Gubolaházi-telér. A mátraszentimrei Rótház-patak völgyétől nyugatra VIDACS A. által kiárkoltatott kilúgzott kvarctelér hozzávetőlegesen 320—140° csapásban húzódik és helyenként a 2 m-es vastagságot is eléri. Mélyebbszinti megkutatása csak a bányabérci vagy mátraszentimrei aknából volna lehetséges, de csak igen hosszú vágatkihajtással.

*e)* Pelyhes északi-telér. Mint már említettük, itt egy teljesen tisztázatlan helyzetű telér (-csoport?) húzódik, amely esetleg a Szákacsurgó vagy a Bagolyirtás felé mutathat kapcsolatot. Jelenlegi ismereteink szerint ez még csak indikációnak fogható fel. Lehetséges, hogy a Pelyhes déli-telér is önálló képződmény, és nincs a Béla-telérrel kapcsolatban.

*f)* Fallóskúti-telér. Csak a VIDACS A. által megállapított indikációk alapján gondolunk meglétére, bár a Bagolyirtási-telér geofizikai vizsgálatai szerint egy esetleges kapcsolat feltételezhető.

*g)* Cseternásbérci-telér. Ezt a telért 1964-ben árkoltatta ki az OÉÁ Kutató Szolgálata a Cseternásbérc déli végén. A telér a felszínen erősen mállott, főleg kvarcból áll, de ezenkívül üde baritot is tartalmaz. Átlagos csapásiránya 330—150°, ÉK-i dőléssel. A Cseternás nyugati oldalán a telér szfalerit—galenit ércet is tartalmazó görgetege nyomozható. A MÉV Geofizikai Csoportja SZARKA RUDOLF vezetésével geofizikai méréseket végzett és az így kijelölt nyomvonalon a telér dús baritos törmeléke mintegy 500 m-es csapáshosszban követhető.

*h)* Asztagkő. Az egykori asztagkői kvarcitbánya környékének ércindikációi — amelyek újabban geokémiai adatokkal is bővültek — ezen a területen valószínűleg nem teléres formájúak. A felső részein alacsony hőmérsékletű paragenezist képviselő, de területileg — a mátrai felszínközeli ércesedés viszonylatában — a legnagyobb kiterjedésű ércesedést valószínűsítik. Érdemi kutatására sajnos nem került sor.

## II. AZ ÉSZAKKELETI-MÁTRA FELSŐEOCÉN ÉRCESEDÉSE

A Mátra hegység északkeleti részén, Parádfürdő és Recsk körzetében kisebb-nagyobb megszakításokkal közel 180 éve folyik ércbányászat.

Az érckutatás a XVIII. század második felében indult meg, amikor MARKHÓT F. Heves megyei tisztiorvos először ismertette a parádi timsós forrást, mely szerinte érces kőzetekből ered. A timsóbányászatra 1767—1769 között először FAZOLA H. kapott jogot. 1779-től már a mai Fehérkőn is megindult a timsófőzés. BÁRÓ ORCZY J. 1780-ban a parádfürdői Vörösvár oldalán érckutatást és -termelést indított. 1780—1786-ig — mai szemmel is jelentős — 40 ezer bécsi mázsa, vagyis 2240 tonna ércet termeltek ki. 1785-ben zúzót építettek és egy 1788-i jelentés szerint egy bécsi mázsa (56 kg) ércben 2 lat (3,5 dkg) ezüst és 3 font (1,68 kg) réz volt. A fenti értékek 3% réz- és 624,5 g/t ezüsttartalomnak felelnek meg.

Egy egri bányatársulat 1788—1789-ben a terület távolabbi pontjain ezüst és réz után kutatott. 1806-ban TOTOVITS A. vette át a fehérkői bányaművet és a „Johann Baptist" nevű táróban rézre, ezüstre, valamint egyéb ércekre zártkutatmányt kapott.

Az érckutatás és ércbányászat az 1845—1850-es években lendült fel újra, amikor a Báj-patak alsó szakaszán és a szomszédos Nagyréz-oldalon termésréz került elő. A termésrezet főleg az akkor Aszalás-hegy nevű magaslat egyik vízmosásában találták, a legnagyobb darab 14,5 kg volt. Az összes érclelet (kb. 112 kg) a bécsi Természettörténeti Múzeumba került. Ekkor indították meg a Lahóca ércbányászatát is, s egyre-másra alakultak a kisebb-nagyobb bányatársulatok. A *Pest—Mátrai Bányatársulat* 1855-re az egész parádfürdői ércbányászatot egyesítette.

A régi adatok szerint a Vörösvár és Hegyes-hegy között az Irma-tárót egy 4,5 öl (8,8 m) vastag kalkopirittel kevert, bontott porfírban hajtották ki. Mai ismereteink szerint ez a „kalkopirittel kevert porfír" nem lehetett más, mint erősebben bontott és zúzott biotitamfibolandezit kalkopirit-impregnációval. Feltehető az is, hogy a mai mélyszinten ismert porfíros rézformáció egy magasabbszintig terjedő részlete. Később ott hajtották ki az Antal-, majd szintben alatta az Orczy-tárót is, mely utóbbi 97 öl (kb. 183,0 m) hosszúságban 3 telért harántolt, melyek közül 2 galenites fakóércet, 1 kalkopirites fakóércet tartalmazott.

A Fehérkő keleti lábánál hajtották ki a Jószomszéd-tárót, melyből 1852—1855 között 2000 bécsi mázsa (112 t) ércet termeltek ki. Ez a bánya volt a társaság egyik leggazdaságosabb termelőhelye.

Az *Egyesség Bányatársulat* a Fehérkő magasabb szintjén hajtott táróban termelt fakóérc-telérben viszonylag magas réz- és ezüsttartalmat talált.

1858-ban SCHMIDT R. A. a Fehérkőn 3 főtelért különít el, az Egyesség-, Teich- és Jószomszéd-teléreket. A kisebb tárók, mint a Kisrét-, Ligeti-, Orczy- és Irma-tárók összhosszát abban az időben 230 ölre (kb. 435 m) becsülték.

1861-ben a Recsk—Parádfürdő környéki bányatársulatok egyesültek *Mátrai Bánya Egylet* néven, de a bányászkodást csak a Lahócán folytatták. Az egylet megalakulása után újranyitották a Jószomszéd- és Egyesség-tárókat, de azután rövid idő múlva újra bezárták. A *Mátrai Bánya Egylet* és jogutódai 1920-ig, főleg a Lahócában bányászkodtak.

A területről a XIX. században a következő kutatók publikáltak mai szempontból is értékelhető geológiai adatokat: HAIDINGER, W. (1850), VASS, A. (1857a, b, 1858, 1862), BERNHARD, C. (1866), BERNHARD, C.—FELLENBERG, E.

(1862), ANDRIAN, F. (1866, 1867b). Az ércelőfordulások ásványait PETTKÓ J. (1863), KLEINSCHMIDT, L. (1866), NENDTVICH K. (1877) vizsgálták.

1925 körül az *Urikány-Zsilvölgyi Rt.* folytatott kutatásokat a Vörösváron és újranyitotta a régi Antal- és Etelka-tárókat.

A századfordulón a tudományos kutatás összeolvad a gazdasággal, mindkettőt ugyanazok művelik. A recski ércelőfordulásoknál az első világháborút megelőző években rendszeres geológiai munka nem folyt, csak alkalmanként kértek a bányatulajdonosok — a más területeken eredményesen dolgozó geológusoktól és bányamérnököktől — szakvéleményeket. Ezek a szakvélemények képezik a jelen történeti rész írásos alapját.

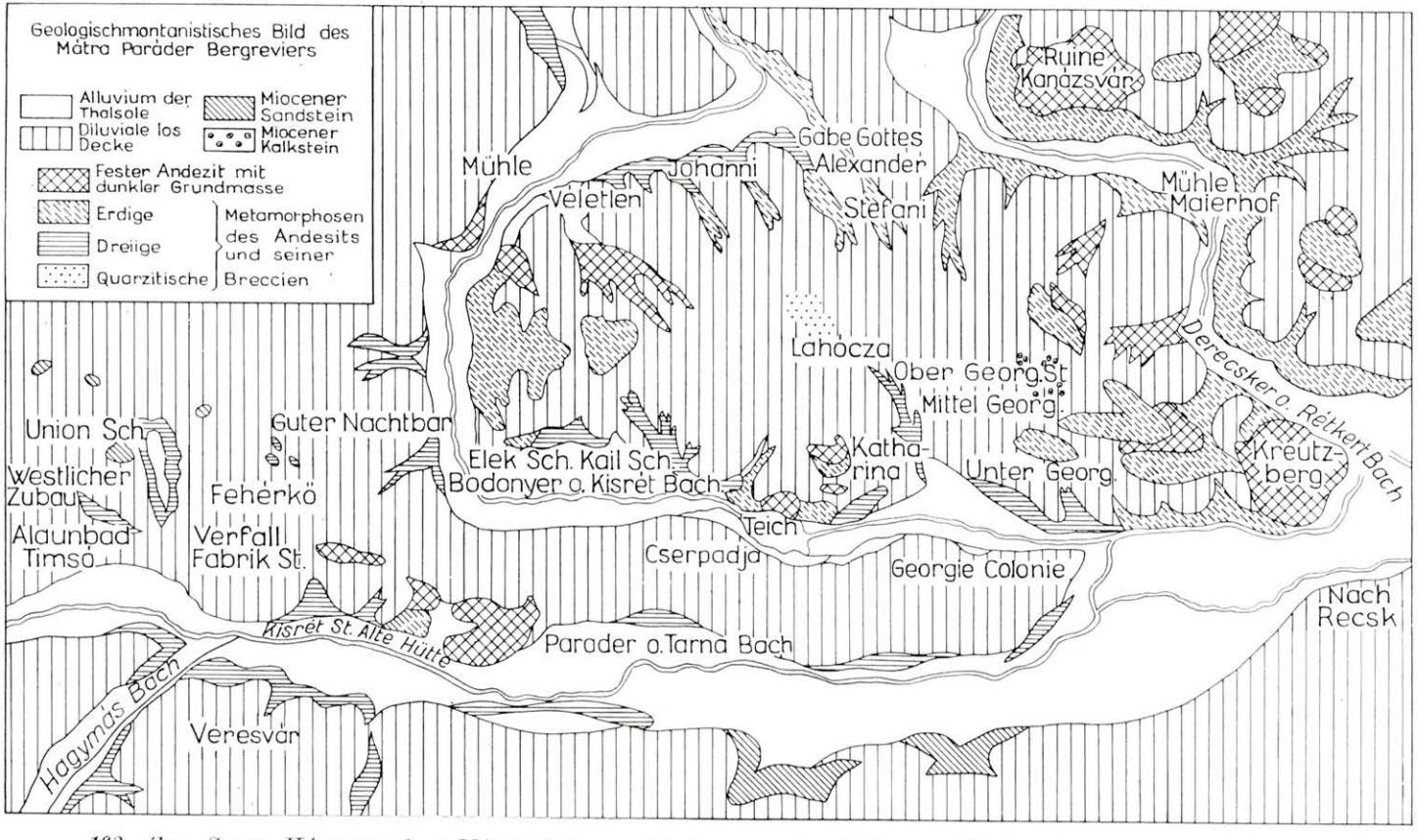
Az előbbiekben már említettük, hogy a múlt században a lahócai ércelőfordulás bizonyult állandó érctermelő helynek. A lahócai érckutatás és ércbánya szolgáltatta a több mint 100 éves szervezett bányászat alapját, sőt ha kisebb volumennel is, de még máig számottevő a termelése.

A *Gömör—Lahócai Bányatársulat* a Lahóca északi oldalán kezdett kisebb mérvű bányászatot. A 20 ölnyire (38,0 fm) kihajtott Istenadomány-táró 3 „telért" is harántolt. A Sándor-kutatótárót is az Istenadomány-táró feletti nagyon dús fakóérces kvarcitkibúvásra telepítették. A fenti tárókról, érceikről és „teléreikről" STOLL K. (1873) írt részletesen és a területről földtani térképet is készített, ami a bányavidék első térképi dokumentációja (162. ábra).

A Lahóca déli oldalán a *Pest—Mátrai Bányatársulat* Katalin-tárója 65 ölnél érte el az érces testet. Ekkor a Katalin- és Középső-György-tárók között 2200 köböl (kb. 200 $m^3$) ércet becsültek. 1868-ban a Katalin-táró egyik vágatrészében igen gazdag termésréztartalmú érctestet fedeztek fel. Ez az adat még ma is igen meglepő, mivel a Lahócában azóta sem találtak lényeges menynyiségű termésrezet. A lahócai bányák vágatai 1860 és 1880 között a 163. ábra szerint változtak (POLLNER J. 1944).

A későbbiekben még számos kisebb vállalkozó nyitott tárókat és termelt kisebb-nagyobb tömegű ércet. 1923-ban ROZLOZSNIK P. a Mátrabánya eddigi termelését 1200 t fémrézre, 1,3 t ezüstre és 170 kg aranyra becsülte. A SCHMIDT testvérek a lahócai bányában az 1925. évi termelés során néhány aranyban gazdag piritlencsét találtak, melyekben 40—180 g/t arany volt. Bányáikat 1926. december 1-én a *kincstár* megvásárolta, több régi tárót és vágatot felújíttatott. A Katalin- és Istenáldás-tárókat 1930-ban összekötötték. (Az Istenáldás-táró azonos a régebbi jelentésekben szereplő Istenadomány-táróval.) Helyenként az ismert tömzsök szegélyein, valamint az ércesedést borító kékpala alatt aranyban dús piritfészkeket találtak. E fészkek azonban csak kisebb tömegeket képviseltek és a termelt érc főásványa továbbra is az enargit és fakóérc maradt. A bányászatot ebben az időben POLLNER J. irányította. Az ércesedés földtani és teleptani viszonyait a múlt század második és a jelen század első felében számos kutató igyekezett magyarázni. Állandó földtani irányítás nem volt és a kutatás geológiai alapját csak az időszakosan ott dolgozó geológusok által összeállított szakvélemények adták.

A bányászat kincstári átvétele után a bánya felmérését és az országos hálózatba való bekapcsolását PANTÓ D. végezte el. Később a teleptani viszonyokról VITÁLIS I. (1933a) írt. Az egyes tömzsök és érces testek nagyságrendjéről, ércesedéséről, az azokat harántoló vágatokról és bányaterekről POLLNER J. (1944) adott részletes ismertetést. A bányaföldtani viszonyok alapos kutatója ROZLOZSNIK P. volt, aki a tárók szelvényezésével és az ércesedésben nagy jelentőséggel bíró „kékpala" helyzetének tisztázásával nagy lépéssel vitte

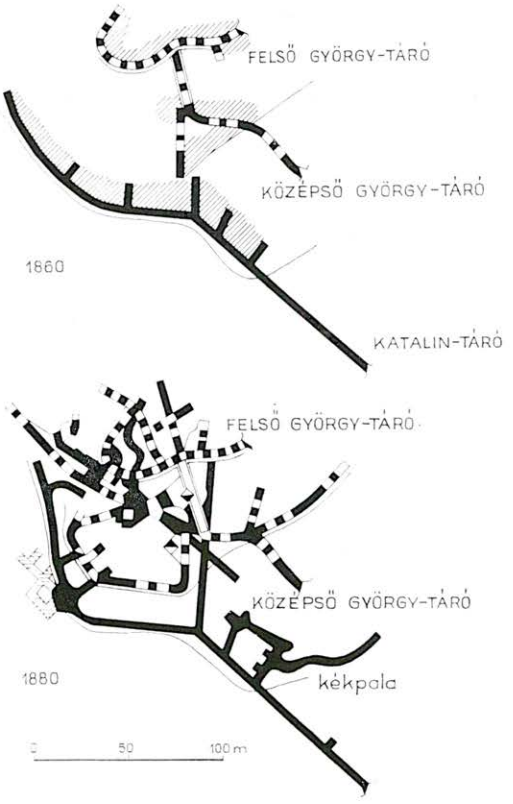



*162. ábra.* Stoll Károly-nak a Mátrai Bányaegylet érevagyonbecsléséhez mellékelt földtani térképe 1873-ból

*Textfig. 162.* Geological map dating back to 1873 and attached as supplement to the calculation of ore resources by Károly Stoll of Mátrai Bányaegylet (Mátra Mining Association)

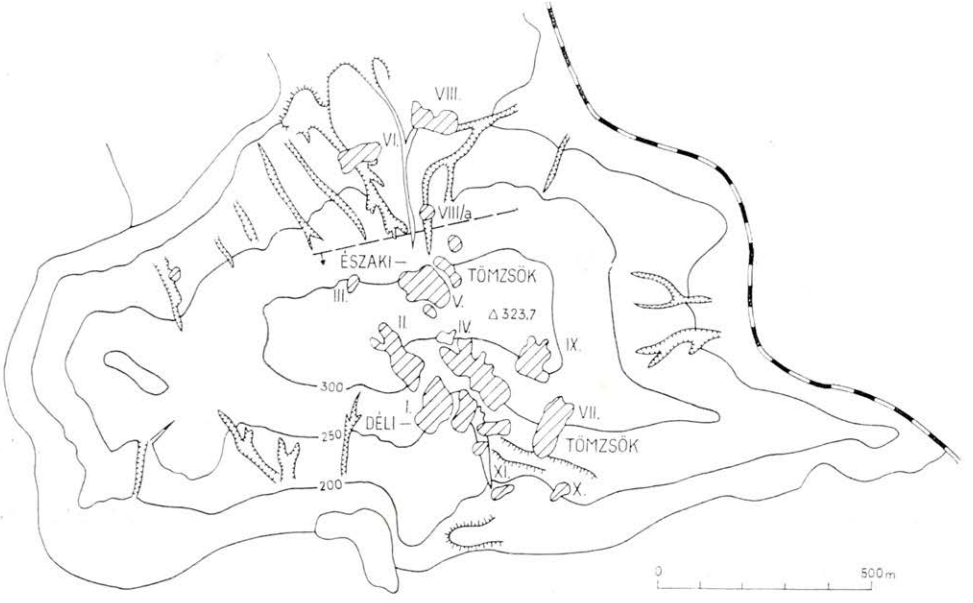
*163. ábra.* Lahócai tárók a múlt században (1860. és 1880-as években) (POLLNER J. nyomán

*Textfig. 163.* Adits at Lahóca in the last century (in the 1860's and 1880's) (by courtesy of J. POLLNER)




*164. ábra.* A tömzsök elhelyezkedése a recski Lahócában (TÖRÖK K. után)

*Textfig. 164.* Location of stocks within the Lahóca at Recsk (by courtesy of K. TÖRÖK)

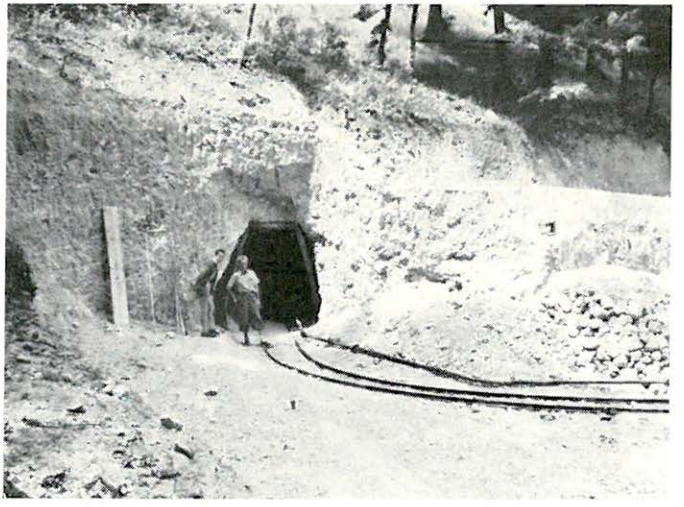




*165. ábra.* Etelka-külfejtés, amit a régi táró feltételezett pontján bontottak ki 1959-ben — Parádfürdő, Vörösvár északi oldala

*Textfig. 165.* Open pit Etelka developed in 1959 on the supposed location of an old adit — Parádfürdő, northern slope of the Vörösvár

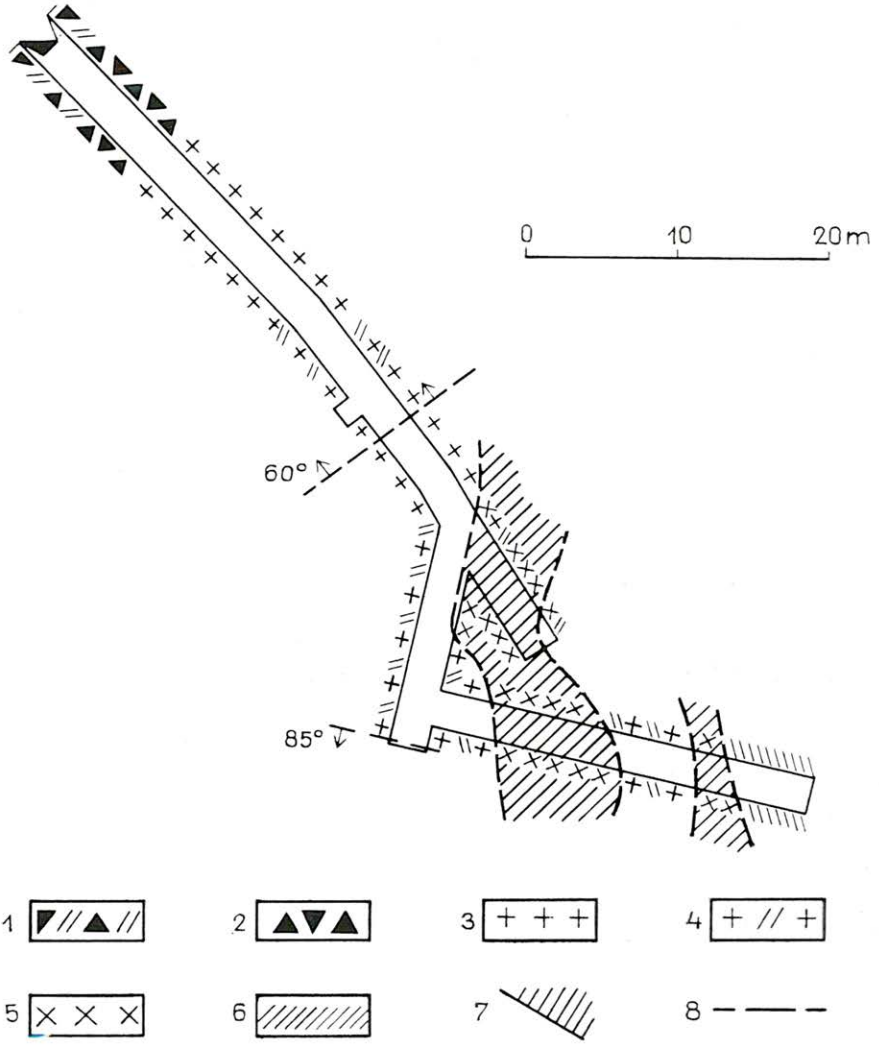
előre az érctelep földtani megismerését. A Lahóca sztratovulkáni felépítésére szintén ROZLOZSNIK P. (1935) hívta fel a figyelmet. Részletes vizsgálatokat végzett és részletesen leírta az egyes tömzsök földtani jellegeit. A bányák ércásványait, azok jelentőségét, az ércesedés keletkezésének körülményeit SZTRÓKAY K. (1940b) vizsgálatai alapján ismerjük.



*166. ábra.* Macska-hegyi táró bejárata az erősen agyagásványosodott és kovásodott biotitamfibolandezitben

*Textfig. 166.* Entrance to Macska-hegy adit driven in a heavily argillized and silicified biotite-hornblende andesite

1945 után nagy erővel indult meg az ércbányák fejlesztése. A negyvenes évek végén PANTÓ G. részletes térképezéssel tisztázta az óharmad időszaki vulkánosság elterjedését, kifejlődési sajátságait, kőzettani változatait, az ércesedéssel kapcsolatos s az azt kísérő másodlagos kőzetátalakulásokat. Vizsgálatai alapján számos kutatási jelentés és javaslat készült. E javaslatok új földtani megállapításokat, vizsgálati és elemzési adatokat tartalmaznak, melyek a terület földtani, ércteleptani viszonyainak megismerését szolgálták.

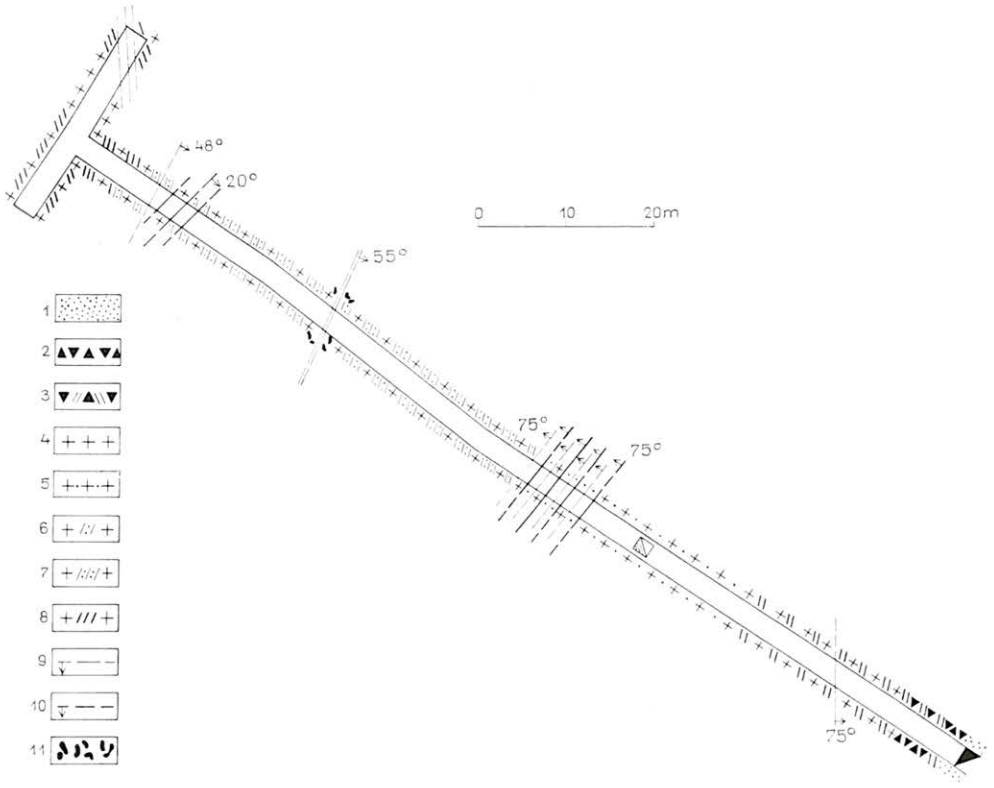



*167. ábra.* A veresagyag-bérci I. táró bányaföldtani térképe (VIDACS A. után)

*1.* Agyag, kovás törmelékkel, *2.* tömbös, kovás andezit, *3.* kovás, pirites andezit, *4.* agyagásványosodott pirites andezit, *5.* erősen kovásodott andezit, *6.* agyagásványosodott andezit, *7.* erős kvarcosodás öve, *8.* vető

*Textfig. 167.* Mining geological map of Veresagyag-bérc I adit (by courtesy of A. VIDACS)

*1.* Clay with siliceous detritus, *2.* blocky, siliceous andesite, *3.* siliceous, pyritized andesite, *4.* argillized-pyritized andesite, *5.* heavily silicified andesite, *6.* argillized andesite, *7.* zone of intensive quartzification, *8.* fault




*168. ábra.* A macska-hegyi táró bányaföldtani térképe (VIDACS A. után)

*1.* Törmelékes talaj, *2.* kovás törmelék, *3.* kovás—agyagásványosodott törmelék, *4.* bontott andezit, *5.* bontott pirites andezit, *6.* erősen pirites bontott andezit, *7.* pirites—agyagásványos andezit, *8.* erősen kovásodott andezit, *9.* vető, litoklázis, *10.* szegényérces kvarcerek, *11.* elszórt érces fészkek

*Textfig. 168.* Mining geological map of Macska-hegy adit (by courtesy of A. VIDACS)

*1.* Soil with detritus, *2.* siliceous debris, *3.* siliceous-argillized debris, *4.* decomposed andesite, *5.* decomposed pyritized andesite, *6.* heavily pyritized, decomposed andesite, *7.* pyritized-argillized andesite, *8.* heavily silicified andesite, *9.* fault, lithoclase, *10.* poorly ore-mineralized quartz veins, *11.* sporadic ore nodules

Bányabeli megfigyelései igen hasznosak, mivel azok a ma már megszűnt vágatokra vonatkoznak.

PANTÓ G. 1947—1957 közötti bányaföldtani vizsgálatai tisztázták a földtani viszonyokat. Nevezett a szomszédos ércindikációs területeket is ismertette. 1957—1958-ban zárójelentést állított össze, amelyben a továbbkutatásra hasznos javaslatokat adott.

KISVARSÁNYI G. (1954) irányításával megindult az egész lahócai érces terület összefoglaló földtani és gazdasági jelentésének összeállítása, mely részletes adatokat és szelvényeket tartalmaz a részben már lefejtett, valamint az akkor fejtésre feltárt tömzsökről és vágathálózatról. A jelentés összefoglalja az addig végzett kutatásokat és hasznos adatokat tartalmaz az 1945 előtti bányászatról, valamint a bányászat őskoráról is.

Az 1950-es évek végére a Lahóca érctömzsei (164. ábra) a kimerülés felé közeledtek, ezért több kutató a nagyobb mélységek megkutatását javasolta, melyektől mélyebb szinteken újabb érces tömzsöket reméltek.

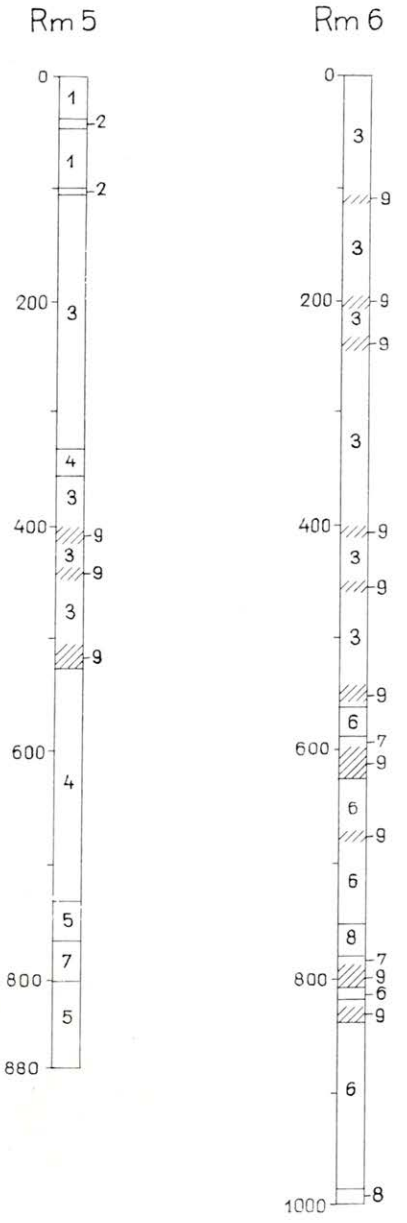
Az 1955. évi *földtani tanácsülés* elrendelte a Mátra hegység 1:10 000-es méretarányban való újratérképezését 1:5000-es munkalapokon. Ez a térképezés elsősorban az ismert érces területek körzetét vette reambuláció alá. Így került sor a Lahócán kívüli felsőeocén korú biotitamfibolandezitből álló terület részletes vizsgálatára, melyet 1958-ban VARRÓK K. kezdett meg. A Lahóca térképezését néhány évvel korábban PANTÓ G. már elvégezte.

Ugyanebben az időben sekély mélységű kutatások is indultak, például a Vörösvár északi oldalán (Etelka-feltárás és -fúrás) (165. ábra). Veresagyag-bércben és Macska-hegyen (166. ábra) stb. E kutatások azonban csak szegényérces zónákat és teléreket találtak. Ekkor hajtották ki a veresagyag-bérci és macska-hegyi tárókat, melyek földtani viszonyait a 167., 168. ábrák szemléltetik.

A kutatások irányítását VIDACS A. vette át. 1958-ban indult meg a terület mélyebb szintjeit feltáró Rm. 5. sz. mélyfúrás, amely elérte a biotitamfibolandezit-összlet fekvőjét, a faunaszegény középsőtriász agyag, mészmárga, mészkő és kovapala sorozatot. Ezzel eddig ismeretlen, a fentiektől eltérő paragenezisű mélyércesedés első nyomait tárta fel a felsőeocén vulkáni tömeg üledékes aljzatában.

1960-ban az Rm. 5. sz. fúrás a biotitamfibolandezit alatt, a kovásodott agyagos—meszes márgában viszonylag dúsérces szakaszokat harántolt, melyek egyértelműen megszabták a további kutatások irányát.

Az Rm. 5. és Rm. 6. sz. fúrások (169. ábra) eredményessége volt a záloga annak a nagyméretű kutatássorozatnak, amelyet ma a területen folytatnak. Ismerve a kutatások megindítása útjában álló akadályokat, biztosra vehető, hogy a két fúrás eredménytelensége esetén nem kerülhetett volna sor a mélykutatás folytatására, vagyis bizonyos, hogy a jelentősnek ígérkező mélyszinti érctelep még további évtizedekig ismeretlen maradt volna.




*169. ábra.* A recski mélykutatás első produktív fúrásainak rétegsora

*1.* Középsőoligocén márga, *2.* bontott andezittufa, *3.* biotitamfibolandezit, *4.* biotitandezit, *5.* agyagmárga (triász), *6.* meszes márga (triász), *7.* metaszomatikus szint, *8.* mészkő (triász), *9.* ércesedett fészkek és erek

*Textfig. 169.* Lithological log of the first productive boreholes drilled under the Recsk Deep Underground Exploration Project

*1.* Middle Oligocene marl, *2.* decomposed andesitic tuff, *3.* biotite-hornblende andesite, *4.* biotite andesite, *5.* clayey marl (Triassic), *6.* calcareous marl (Triassic), *7.* metasomatic zone, *8.* limestone (Triassic), *9.* ore nodules and veins

1964 végén a Lahóca északi előterében lemélyített Rm. 8. sz. fúrás 1020—1030 m között metaszomatikus ércdúsulásra valló pirites szakaszt ért el. 1965-ben a mélyfúrásos kutatások irányítását a *Recski Ércbánya Vállalat* akkori geológusa, Török K. vette át. Az érces terület északi részének hálózatos megkutatása után 1971. év végére értékelő földtani jelentés készült.

## A felsőeocén érces terület földtani viszonyai

A felsőeocén vulkáni terület fekvőjét a változó kőzettípusokból álló középsőtriász korú — Bükk hegységi analógiák alapján ladini — rétegsor alkotja. E fekvő képződményekben nem vagy csak igen ritkán találhatók kormeghatározásra alkalmas ősmaradványok. Az egymással váltakozó mészkő-, dolomit-, mészmárga-, agyagpala-, radiolarit- és homokkőrétegeket a területen csak a Parád 3. és Recsk I., II., III. sz. szénhidrogén-kutató fúrások érték el. A Parád 3. vagy más néven a lahócai nagyfúrás a Lahóca tetején a magassági pont közelében mélyült. Összevont rétegsora az alábbi:

0,00— 48,00 m Erősen agyagásványosodott andezit.
48,00—242,50 m Különböző mértékben átalakult és elbontott andezit kovás tömzsökkel és kőolajnyomokkal, helyenként kisebb fokú ércesedéssel.
242,50—558,00 m Erősen agyagásványosodott és pirites andezit és andezittufa.
558,00—570,50 m Sötétszürke, ércel hintett és érces fészkeket tartalmazó tömzskvarcit.
570,50—721,40 m Bontott, pirites, helyenként kvarcfészkekkel tarkított andezit, érc- és kőolajnyomokkal.
721,40—735,70 m Sötétszürke, helyenként palás kőzet, ásványtanilag opálos, kvarcos radiolarit vagy kovapala.

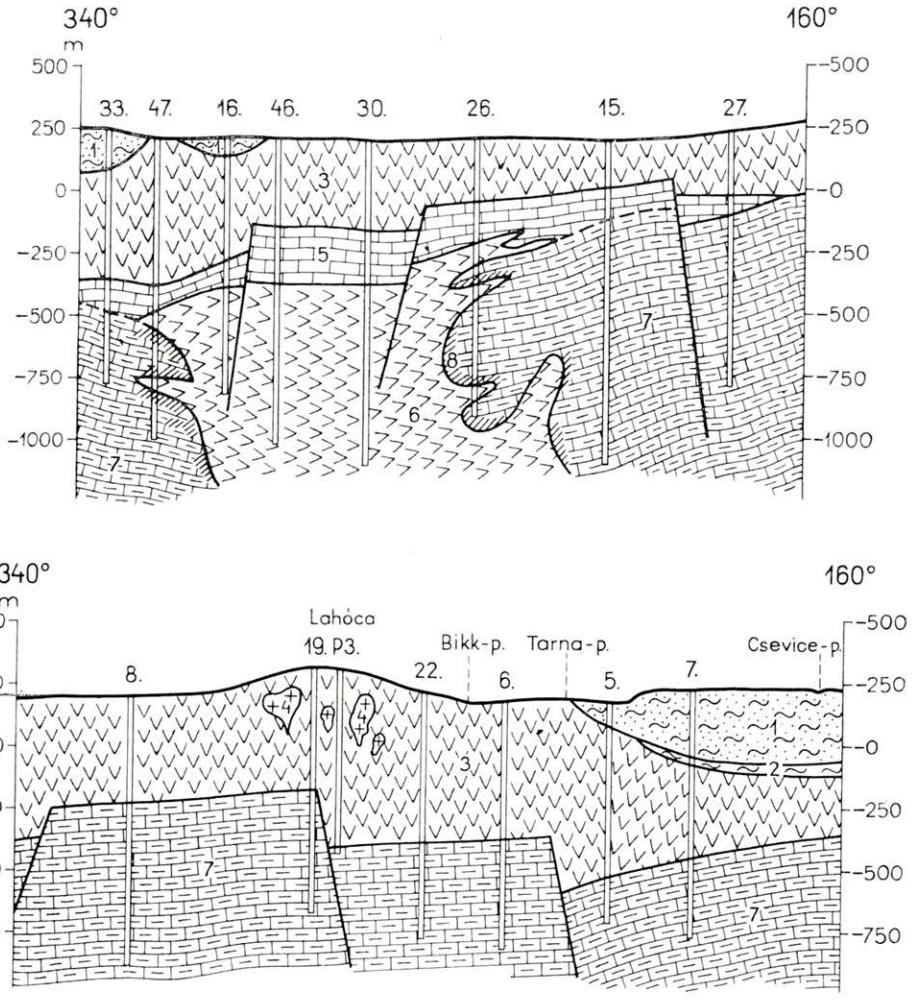
A fúrás az aljzatot alkotó karbonátos összletet —415 m tszf. magasságban érte el. Ugyanezt a ladininak tekintett mélyaljzatot érték el a hatvanas évek elején az Rm. 5., 6., 7., 8. sz. mélyfúrások is —545, —364, —463 és —240 m tszf. magasságban. A fenti fúrásokon át szerkesztett szelvényeket vizsgálva megállapítható, hogy a terület mélyaljzatát váltakozó sasbércek, tektonikus árkok alkotják (170. ábra).

A Parádfürdő környéki mélyfúrások a triász összletben mikrodioritos kifejlődésű, szubvulkáni helyzetű kőzettestet értek el, ami miatt a szelvény, mely az előbbitől 1 km-re nyugatra hasonló irányban húzódik, nagyon megváltozott. Az ikerszelvényben (170. ábra) szereplő fúrások rétegsorai összevontak (Csillag J. et *al.* 1969).

A ladini sorozat közvetlen fedője sok ponton a különbözően elváltozott kovás, érces, agyagásványosodott biotitamfibolandezit és annak piroklasztikumai.

Az Rm. 28. sz. mélyfúrás, a fentiekben leírt karbonátos középsőtriász mélyaljzatra települő, faunás felsőeocén mészmárgát és mészkövet harántolt. Az Rm. 7. sz. fúrás hasonló faunával jellemzett lithothamniumos mészkövet, tufás mészkövet és tufás márgát talált a vulkáni összlet tetején. Kétségtelen tehát, hogy a biotitamfibolandezit-vulkánosság a felsőeocénre korlátozódott, kezdetben szubmarin, majd fokozatosan szárazföldivé váló tevékenységgel. A váltakozó explozív és effuzív tevékenység által felépített vulkáni magaslatokon különböző kőzetváltozatokat találunk. Az uralkodó kőzettípus a durva-

szemcsés biotitamfibolandezit, melyben az amfibolkristályok esetenként a centiméteres méreteket is elérik. Az összlet egyes szintjei jelentős mennyiségű primér kvarcot tartalmaznak. Ez a jelleg arra indította a korábbi kutatókat, hogy az ilyen kőzeteket „dácit"-nak nevezzék. Későbbiekben — főleg az újabban lemélyített fúrások maganyagának részletes kőzettani és kőzetkémiai vizsgálata alapján — újra andezitnek határozták meg és „kvarcandezit"-ként




*170. ábra.* Vázlatos földtani szelvény az Rm. 33. és Rm. 27. sz., valamint az Rm. 8. és Rm. 7. sz. fúrásokon át

*1.* Homokkő és márga (középsőoligocén), *2.* nummuliteszes márga (felsőeocén), *3.* biotitamfibolandezit-sorozat (felsőeocén), *4.* érces kvarctömzsök, *5.* metaszomatikusan átalakított kovás mészkő, *6.* szubvulkáni andezittest, *7.* agyagpala és mészkő (középsőtriász), *8.* szkarnos szegély

*Textfig. 170.* Schematical geological section across boreholes Rm. 33, Rm. 27, Rm. 8 and Rm. 7

*1.* Sandstone and marl (Middle Oligocene), *2.* nummulitic marl (Upper Eocene), *3.* biotite-hornblende andesite sequence (Upper Eocene), *4.* ore-mineralized quartzose stocks, *5.* metasomatically altered siliceous limestone, *6.* subvolcanic andesitic body, *7.* shale and limestone (Middle Triassic), *8.* skarnous rim

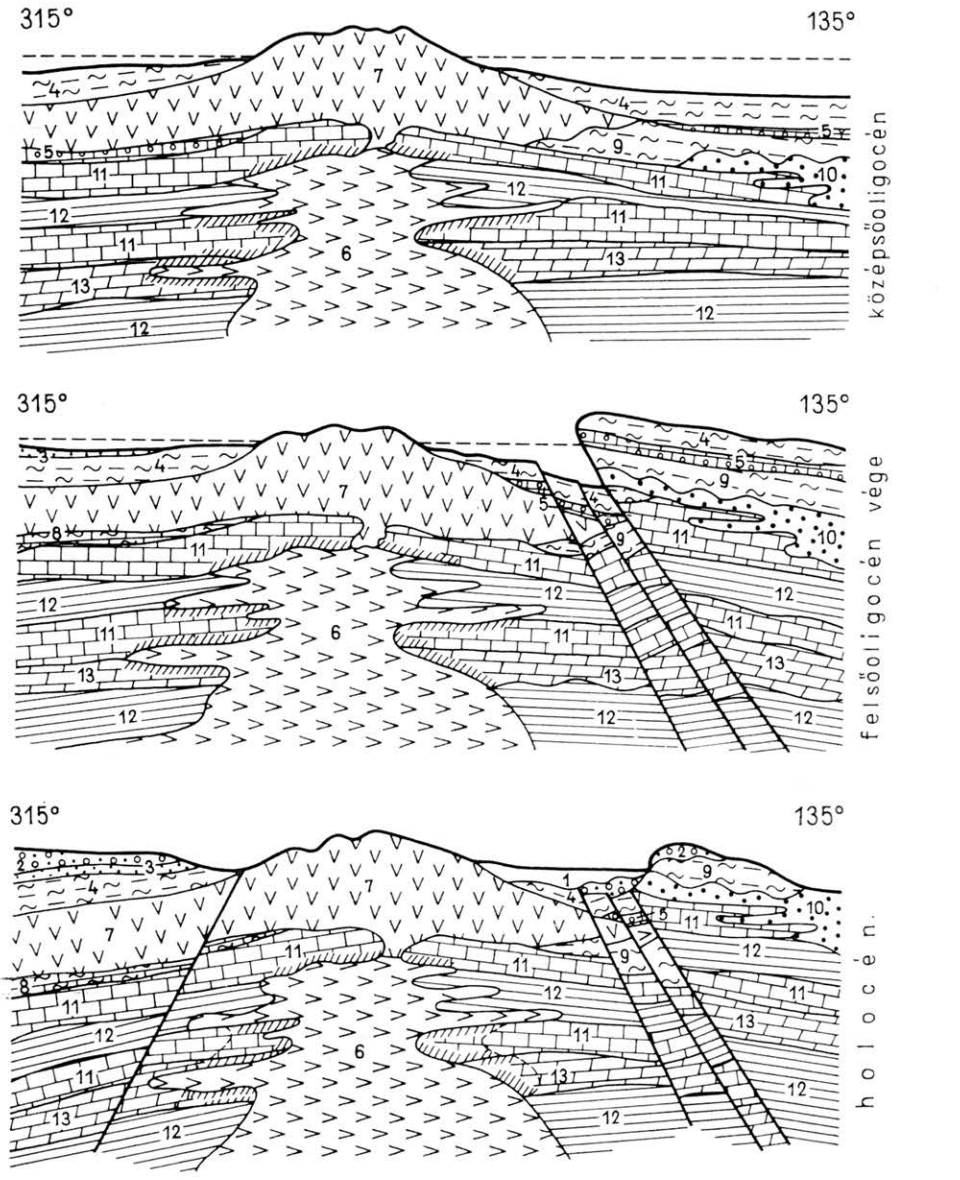
írták le. Néhány fúrásban viszont kvarcmentes amfibolandezitet harántoltak. Ez utóbbi kőzetváltozat a vulkánosság finális szakaszának terméke, mivel legtöbbször üde állapotú szubvulkáni intrúziókban, lakkolitokban és kőzettelérekben fordul elő. Az amfibolandezit mellékkőzetei minden esetben erősen bontottak, átalakultak, ami azt jelenti, hogy benyomulása a környezet hidrotermás átalakulása után történt.

A terület sztratovulkáni felépítésében és a közismert lahócai ércesedés kialakulásában egyaránt különös jelentőségű az ún. „kékpala". Jelentőségét már Rozlozsnik P. felismerte (1935), aki a kékpalát a környezetével megegyező összetételű hidrotermás képződménynek tekintette. Később Pálfy M. (1907) nyomán vízbehullott hidrotermásan átalakult hamutufának vélték. Pálfy M. úgy gondolta, hogy a kékpala zárórétegként szerepelt az andezit-összletben, és ércesedés ott várható, ahol a víz- és gőzzáró kékpalaréteg visszafojtotta a felszálló hidrotermákat, melyekből az érc és az ércet tartalmazó tömzskvarcit vált ki. Ennek helyenként ellentmond az a megfigyelés, hogy a Lahóca területén kékpala-burok nélküli érces tömzsök is voltak. Természetesen a felszínen nyomozható érces tömzsök kékpala-burkát a lepusztulás is eltávolíthatta.

Az újabb fúrásos kutatások a felsőeocén vulkanizmusnak egy nagytömegű — egyes vélemények szerint — mikrobatolitos vagy szubvulkános kifejlődését érték el, melynek keletkezésére vonatkozóan két feltevés áll fenn: Egyik vélemény szerint a szubvulkáni benyomulás még a sztratovulkáni összlet erupciói előtt történt (Csillag J. et *al.* 1969). A szerző véleménye szerint a másik alternatíva, hogy a szubvulkáni kőzettömeg a vulkánosságot tápláló és abban az időben magasabb szinten levő adventív magmakamrában maradó kőzetolvadék végső megszilárdulásának terméke. Ez utóbbiak szerint a benyomulás a felsőeocén vulkánosság negyedik szakaszában ment végbe. A recski paleogén vulkáni terület vázlatos szerkezetét a 171. ábra szemlélteti.

A szubvulkáni helyzetű mikrodioritos tömeg a környező karbonátos kőzetekben jellegzetes kontakt-metaszomatikus, illetve szkarnos ásványkiválásokat, átalakulásokat okozott. A szkarn-szegélyeken kialakuló ásványok közül az alábbiakat határoztuk meg (a szkarnosan átalakult zónák teljes részletességű ásvány-kőzettani vizsgálata folyamatban van, a felsorolás megközelítőleg a gyakorisági sorrendet is mutatja): grosszulár, epidot, andradit, wollastonit, vezuvián, hedenbergit, diopszid és krokidolit. A szkarn ásványok mennyisége esetenként a fúrómagok tömegének 90—95%-át is meghaladja. Néhány fúrásban (Rm. 27. sz.) a típusos szkarn-ásványok helyett márványt harántoltak, ami arra vall, hogy azon a helyen főleg a benyomult kőzetolvadék hője játszott szerepet.

A felsőeocén vulkáni összletben és környezetében többféle érckifejlődést ismertünk meg. A legrégebben ismert ércesedési forma hidrotermás-teléres, melyet főleg a veresvári és fehérkői tárókban harántoltak. A hidrotermás telérek helyenként szalagosak, máshol fészkesek, vagyis az ércásványok legtöbbször ismétlődő „szalagok"-ban vagy helyenként kivastagodó fészkekben váltak ki. A régi bányatörténeti leírásokban említett telérek nem mindenben fedik a mai értelemben vett teléreket. Ismertettek pl. a Vörösvár oldalán hajtott táróban egy kalkopirittel impregnált zúzott követ, mint telért. A leírás szerint inkább ércesedett övnek tekinthető, hiszen 8,8 m-es vastagsága egyedülálló lenne az egész mátrai bányászat történetében. A leírások szerint a fehérkői Jószomszéd- és a Vörösvár északi lábánál levő Orczy-táróban is harántoltak érces teléreket. A terület teléres kifejlődésű telepei főleg szfaleritet, galenitet és alárendelten kalkopiritet tartalmaztak.

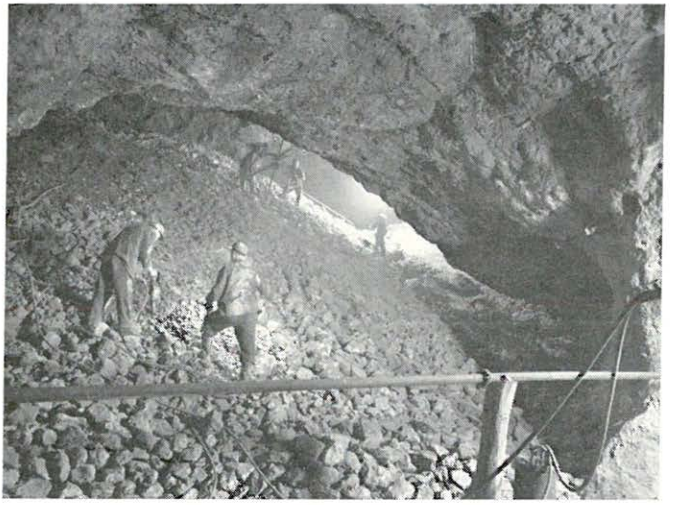



*171. ábra.* A Darnó-vonal kifejlődésének idealizált vázlata

*1.* Pleisztocén—holocén, *2.* burdigalai parti és szárazföldi képződmények, *3.* felsőoligocén glaukonitos homokkő, *4.* középsőoligocén agyagmárga, *5.* lithothamniumos mészkő és tufitos márga, *6.* szubvulkáni andezit, *7.* felsőeocén biotitamfibolandezit és piroklasztikumai, *8.* felsőeocén nummuliteszes mészkő és márga, *9.* középsőtriász agyagmárga, *10.* diabáz-közbetelepülések, *11.* középsőtriász mészkő, *12.* agyagpala, *13.* dolomit, vonalkázás=szkarnszegély

*Textfig. 171.* Idealized sketch of development of the Darnó Line

*1.* Pleistocene—Holocene, *2.* Burdigalian littoral and terrestrial formations, *3.* Upper Oligocene glauconitic sandstone, *4.* Middle Oligocene clayey marl, *5.* Lithothamnium limestone and tuffaceous marl, *6.* subvolcanic andesite, *7.* Upper Eocene biotite-hornblende andesite and pyroclastics, *8.* Upper Eocene nummulitic limestone and marl, *9.* Middle Triassic clayey marl, *10.* interbedded diabase, *11.* Middle Triassic limestone, *12.* shale, *13.* dolomite, hachure=skarnous zone



*172. ábra.* Lahócai tömzsös ércesedés nagykamrás fejtése. (Fotó: MTI)
*Textfig. 172.* Large-chamber working of stocky ore accumulation at Lahóca. (Photo: MTI)

A másik ércesedési forma a Lahócában kialakult, metaszomatikus eredetű tömzsös kifejlődés. A bányászat a Lahócában csaknem kizárólag ilyen tömzsökben folyt (172. ábra). Napjainkig 11 számozott és néhány kisebb jelentőségű érctömzsöt kutattak fel, illetve fejtettek le (164. ábra). A tömzsök mérete változó, alakjuk legtöbbször szabálytalan. Elhelyezkedésük ÉÉNy—DDK-i irányú zónához kötött. Ezen megfigyelés alapján az újabb tömzsöket a tektonikailag lezökkent ÉNy-i és DK-i csapásban keresték. A tektonikai lezökkeneséseket a Lahóca déli és északi lábánál kelet—nyugati irányban feltételezték. Az újabb kutatások bebizonyították, hogy a vetővonalakon túl, a lahócai típusú biotitamfibolandezit mélyebb szinten — gyakran üledékkel fedetten — nagy területeken kimutatható. Az 1969-ig végzett mélyfúrásos kutatás a lahócai érctömzsökhöz hasonlót nem talált, hanem egy teléres—fészkes galenit—szfalerit—kalkopirit-érctelep és egy metaszomatikus pirites—kalkopirites ércdúsulás vált ismertté (Rm. 8. sz. fúrás), melyekben csak a színképelemzés mutatta ki a lahócai ércesedésre oly jellemző As-t és Sb-t.

A lahócai érces kvarcittömzsök eredete még ma sem tisztázott teljesen. Köztudott, hogy a posztvulkáni tevékenység során felszálló kovasav a repedésekben legtöbbször telérként válik ki. A Lahócában ismert tömzsök szabálytalanok, tehát a kovasav feláramlása és kiválása előtt az andezittömegben erősen zúzott öveknek kellett lenniök, hogy a hatalmas tömegű kovasavat és vele együtt az ércet befogadhassa. A lefejtett tömzsök tömege megközelítő számításaink szerint 8—9 millió köbméter volt. A zúzott vagy üreges zóna fedőjét vagy egy üdébb, tömörebb andezit vagy a kékpala alkothatta, melyeknek csapda-szerepe lehetett. Nincs megfelelő bizonyíték arra sem, hogy a csapda szerepét esetleg az azóta teljesen lepusztult oligocén márga játszotta volna. Az 1969-ig végzett kutatások a ma mélyebben fekvő és oligocén márgával fedett biotitamfibolandezitben tömzsöket nem találtak. Kétséges az is, hogy a Lahóca tömegét elborította-e valamikor az oligocén tenger.

Az 1958-ban megindított mélységi fúrásos kutatás a hatvanas évek

második felében a fentiekben már tárgyalt mikrodioritban, vagyis a szubvulkáni helyzetű kőzettömegben hintett kalkopirites ércesedést harántolt. A kalkopirit-kristályok nagysága esetenként eléri, sőt meghaladja a kőzet porfíros ásványainak méreteit, ezért ezt a disszeminált ércesedést „porfírosréz-kifejlődés"-nek nevezik. A kalkopiriten kívül ebben a kőzetben csak piritet, továbbá alárendelt molibdenit-ereket és -szemcséket említettek. A réznek ilyen kifejlődése csak a már említett szubvulkáni tömegben van és a környező üledékekben nyomokban sem találták. Először az Rm. 16. sz. fúrásban figyeltek fel erre a nálunk szokatlan érckifejlődésre, később a szomszédos fúrások csaknem mindegyike elérte vagy harántolta a porfírosréz-ércesedést. Genetikája még nem vizsgált, de kétségtelen, hogy mélységi hidrotermás folyamat eredményének tekinthető.

A terület legextrémebb érckifejlődési formája a szubvulkáni kőzettömeg oldalainál és apofízáinak szegélyén kialakuló szkarnos ércszegély. A szkarnszegélyben vasmentes pontokon és ahol csak hő és nyomás játszott szerepet, márvány alakult ki. A szegély érces részeiben egymástól eltérő ércásványokat találtak. A domináns ércásványok szerint a szkarnos ércszegély az alábbiak szerint különíthető el: kalkopirites szkarn, szfalerites szkarn, kalkopirites—szfalerites szkarn, magnetit-szkarn, magnetit—kalkopirit-szkarn, pirrhotin—magnetit-szkarn, pirit—kalkopirit-szkarn. Kőzet- és ércföldtani érdekességként említhetők az ún. endoszkarnos gócok, ahol a szkarnásványok nem az érintkezésen, hanem a szubvulkáni kőzettömeg belsejében jelentkeznek. E gócok keletkezését a magmabenyomulás közben leszakított mészkő- vagy dolomittömbök asszimilációjával magyarázzák. További vizsgálatokat igényelne az a megfigyelés, hogy az endoszkarnos gócokban főleg az andradit, vezuvián és piroxén jelenik meg, a grosszulár és wollastonit részben vagy teljesen hiányzik. Az első — fúrómagokon történt — megfigyelésekből további következtetéseket még nem lehet levonni.

A felsőeocén vulkáni tömegben, de gyakrabban az érces kvarcittömzsök üregeiben, repedéseiben, továbbá egyes fúrások középsőtriász mészkőüregeiben, az andezit közvetlen fedőjét adó oligocén márgában és homokkőben (Bükkszék), az alsómiocén alsó riolittufában (Miklós-völgy), a tortonai andezitváltozatokban (Nagybátony), a hidrotermás eredetű kalcitos érctelérek üregeiben (Parádsasvár) és végül a karbonátos piroxénandezit zárt üregeiben (Csákánykő) kisebb-nagyobb mennyiségű kőolajat vagy kőolajszármazékot találtak. A kérdés tehát úgy vetődik fel, hol alakult ki eredetileg a kőolaj, ahonnan a többi képződménybe migrált és mi indikálta a migrációt? A kőolaj — véleményünk szerint — az oligocénben keletkezett, ahonnan migrációját az erős tektonikai mozgások, valamint a vulkáni hő segítette elő. A felsőtortonai karbonátos piroxénandezitben gyakran desztillátumként jelentkező kőolajszármazék részleges desztillációjánál is feltehetően a vulkáni hő játszott szerepet.

A felsőeocén vulkánossággal és a biotitamfibolandezittel kapcsolatos ércesedés ásványtársulásait főleg Sztrókay K. (1940b) ércgenetikai és ércmikroszkópos vizsgálataiból ismerjük. Azt megelőzően az ércásványok leírásával és ismertetésével még Zsivny V. (1922, 1925), Zeller T. (1923), Vavrinecz G. (1929), Papp F. (1933, 1935a, 1938a, b) és Koch S. (1959, 1962, 1966) foglalkoztak.

Sztrókay K. a lahócai ércásványok kiválásában az alábbi gyakorisági sorrendet állapította meg:

| | |
|---|---|
| enargit | $Cu_3AsS_4$ |
| luzonit | $Cu_3AsS_4$ |
| pirit | $FeS_2$ |
| melnikovit-pirit | $FeS_2$ |
| markazit | $FeS_2$ |

| | |
|---|---|
| tennantit | $Cu_3AsS_{3-4}$ |
| tetraedrit | $Cu_3SbS_{3-4}$ |
| lautit | $CuAsS$ |
| arany | $Au$ |
| galenit | $PbS$ |
| szfalerit | $ZnS$ |
| seligmannit | $CuPbAsS_3$ |
| wittichenit | $Cu_3BiS_3$ |
| galenobizmutit | $PbBi_2S_4$ |
| emplektit | $CuBiS_2$ |
| guanajuatit | $Bi_2S_3$ |
| covellin | $CuS$ |
| redrutit (kalkozin) | $Cu_2S$ |
| bournonit | $CuPbSbS_3$ |
| boulangerit | $Pb_5Sb_4S_{11}$ |
| bornit | $Cu_5FeS_4$ |
| hematit | $Fe_2O_3$ |
| magnetit | $Fe_3O_4$ |

Ezek közül az enargit, luzonit, pirit, tennantit, tetraedrit, lautit, galenit, szfalerit gazdaságilag kitermelhető. Vizsgálatai az ércásványok keletkezését két egymást követő fázisnak tulajdonítják.

Az első fázisban a Pb—Zn—Fe-ércek váltak ki, főleg galenit—szfalerit—pirit alakban. A második fázis sokkal erősebb volt és Cu—As—Au—Ag—Bi ércásványokat, főleg fakóérceket (luzonit—enargit—lautit—arany—emplektit—wittichenit) termelt. Gyakori, hogy a két egymást követő érckiválás jellemző ásványainak egymásra hatásából egy harmadik keletkezik. A recski ércásványokon végzett vizsgálatok szerint így keletkeztek a különböző komplex szulfidok, mint a bournonit, boulangerit, seligmannit stb. A megfigyelések szerint az első ércesedési fázis fő területe a Lahóca északi oldala, míg a másiké a déli oldal volt. A mikroszkópos vizsgálatok igazolták a fenti megoszlást, de ezeknek éles határát nem lehet megvonni.

A második fázis ércesedése alacsonyabb hőmérsékletű volt, hiszen a viszonylag magas As-tartalom ellenére nyomát sem találjuk az arzenopiritnek, ami a magasabb hőmérsékletű As-ércesedés termométere. Egyes megfigyelések szerint a két eltérő jellegű ércesedés oldatai ugyanazon csatornán vagy repedésen hatoltak fel (Sztrókay K. I. 1940b). Az arany önállóan, az ezüst a tetraedritekben és lautitban rejtve vált ki. A felsorolt szulfidokon és komplex szulfidokon kívül kisebb mennyiségben az alábbi ásványokat ismertették a recski területről:

| | | |
|---|---|---|
| barit | $BaSO_4$ | Zsivny V. (1922, 1925) |
| whewellit | $CaC_2O_4 \cdot H_2O$ | |
| terméskén | $S$ | Tokody L. (1954) |
| kalkantit | $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ | Zeller T. (1923) |
| melanterit | $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ | |
| pizanit | $[(Fe, Cu)SO_4 \cdot 7H_2O]$ | Vavrinecz G. (1929) |
| halotrichit | $FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$ | |
| brochantit | $Cu_4[(OH)_6SO_4]$ | |
| tenorit | $CuO$ | |
| kalkopirit | $CuFeS_2$ | |
| kuprit | $Cu_2O$ | |
| természéz | $Cu$ | |
| azurit | $Cu_3(OH\ CO_3)_2$ | Koch S. (1966) |
| malachit | $Cu_2[(OH)_2CO_3]$ | |
| kalinit | $KAl(SO_4)_2 \cdot 11H_2O$ | |
| copiapit | $MgFe_4[(OH)(SO_4)_3]_2 \cdot 20\ H_2O$ | |
| mendozit | $NaAl(SO_4)_2 \cdot 11\ H_2O$ | |

Az újabb vizsgálatok a vulkánosságnak legalább négy egymást követő fázisát állapították meg.

A terület északi részének részletes kutatása már befejeződött. A mélyszinti érctelepek részletes ércmikroszkópos és ércgenetikai vizsgálata még nem készült el.

A déli területrész részletes kutatását indokolja a sok és kellően még nem tisztázott Ilona-völgyi és a Timsós-tó környéki ércindikáció.

## III. A BÁJ-PATAKI ÉRCESEDÉS

A darnó-hegyi Nagyrézoldalon az 1840-es években fedeztek fel természetrezet, mely később a Báj-patak völgyéből is előkerült, a leletekről HAIDINGER, W. (1850) számol be. 1845-ben az Aszalás-hegy egyik vízmosásában egy recski pásztor 4 kg-os természézdarabot talált. A lelet felkeltette a lakosság és a szakemberek figyelmét és kutatásba kezdtek.

A természéz szeszélyes ágas-bogas lemezek alakjában jelentkezett, felületét malachit, krizokolla, kuprit és kovellin vonta be. A legnagyobb darab súlya 14,3 kg volt. Az összes lelet, csaknem 112 kg, a bécsi Természettörténeti Múzeumba került. Későbbi adatok szerint a természéz 345—165° irányú csapásban 70° KÉK-i dőlésű erekben, telérekben volt.

Századunk elején a „telért" az *Urikány—Zsilvölgyi Rt.* az Áldáska-tárával kutatta meg. Az új adatok HAIDINGER-t igazolták, aki itt kalcitos—zeolitos rézelőfordulást említ. Az ércelőfordulást és ásványait LŐW M. (1925), POLLNER J. (1944), MEZŐSI J.—GRASSELLY GY. (1949), KISS J. (1958a), FÉLEGYHÁZI ZS.—VECSERNYÉS GY. (1970), FÖLDESSY J. (1970) vizsgálták, és megállapították, hogy gazdasági jelentősége nincs, de különös kifejlődése és felfedezése, a mátrai bányászkodás újraindításában való szerepe kutatástörténeti jelentőségű.

A természéz a középsőtriász diabázok részben spilitesedett, mandulaköves változatával kapcsolatos. Egyes kisebb természézdarabok környékén a mandulaüregek falát zeolit vagy kalcit vonta be. A zeolitváltozatok közül innen említették először a laumontitot, később a recski kőzetekben is megtalálták. KISS J. (1958a) darnó-hegyi térképezése során szintén talált ércnyomokat, de jelentőségük felszínközelben nem volt. A diabázzal kapcsolatos ércesedés tisztázása érdekében a Báj-patak alsó szakaszán fúrást kellene mélyíteni, melynek maganyagát gondos geokémiai vizsgálatnak vetnék alá. A Sirok 1. sz. alapfúrás viszonylag üde diabázában jelentősebb ércesedés nem mutatható ki.

## IV. ÉPÍTŐ- ÉS ÚTÉPÍTŐKŐ-BÁNYÁSZAT

A Mátra hegység kőbányászata riolitot, andezitet, dácittufát és andezittufát termel. Legjelentősebb a gyöngyössolymosi Kishegy riolit-kőfejtője, ahol a tömör és litofízás riolitot tömb- és faragott kő céljára bányásszák. A faragott kőzetet nagyobb távolságokra is szállítják, főleg burkolási célokra.

A gyöngyösi Sár-hegy nyugati oldalán a Farkasmáj közelében a salaklapillis andezittufát termelik. A termelvény fagyálló és könnyen formálható. Felhasználása a hegység déli előterében elterjedt. A kőzet alacsony térfogatsúlya és salakos szerkezete miatt a tömör kőzeteknél jobb hő- és hangszigetelést biztosít. A keresletcsökkenéskor a termelés időszakosan szünetel.

A tari Csevicés-völgy északi oldalán levő időszakos kőfejtőben a horzsaköves dácittufát termelik. Taron és a környező községekben falazó tömbkőként is használják. A kőzet erőteljesebb agyagásványosodása a felhasználhatóságát csökkenti, ezért a fejtés esetenként igen nagy termelési veszteséggel dolgozik. A kőzet kis térfogatsúlya miatt jó hő- és hangszigetelő.

A hegység legjelentősebb kőbányája a Recsk közelében levő Csákánykőn van, ahol a környék épületalapkő-igényének megfelelően tömbkövet is termelnek. A termelvény felsőtortonai karbonátos piroxénandezit. A jól hasítható kőzetekből útszegély- vagy kockakövet készítettek, ennek termelését a közelmúltban leállították.

A bányát az utóbbi években korszerűsítették, gépesítették és kapacitását — főleg zúzottkő-termelését — jelentősen megnövelték. A megemelt termelési volumen gyorsabban csökkenti a készleteket, ezért tervbe vették a szomszédos Györke-tetőn levő kőfejtő újranyitását, bár a készletek ott is korlátozottak. A távolabbi jövőben mérlegelni kell a Parádóhuta melletti Som-hegy bányászati feltárását, ahol hasonló minőségű kőzetanyag csaknem 1,5 km$^2$-es területen 100 m-nél vastagabb összletben található.

A hegység legnagyobb kapacitású kőfejtője a Sástó közelében levő, a közelmúltban felfejlesztett és gépesített kőbánya, ahonnan az útépítési zúzalékkövet nagyobb távolságokra is szállítják. A fejtett kőzetanyag üde, vastagpados hipersztén andezit. Készletei nagyok, a bányászat továbbfejlesztése reális.

Recsk körzetének másik — a Kanázsvár nyugati oldalában levő — kőfejtőjében a felsőeocén biotitamfibolandezit üde változatát termelik. Minősége hasonló a fentiekben említett csákánykői kőzetanyaghoz. Termelését a helyi szükségletek kielégítésének szolgálatába állították, jelenleg a helyi termelőszövetkezet melléküzemágaként működik.

Kis kapacitású és helyi igényeket szolgáló kőfejtők csaknem minden község határában vannak, melyeket a termelőszövetkezetek tartanak üzemben. Ilyen a Parád határában levő hársas-hegyi kőfejtő, ahol a burdigalai szárazföldi homokkőben megrekedt piroxénandezit-telért fejtik. Kisnána község kőfejtőjében a Hátsótarnóca völgyében az alsótortonai, üde, tridimites andezitet termelték. A domoszlói termelőszövetkezet a Tarjánka-völgy déli kijáratánál a Cseri-tető nyugati lábánál indított egy kisebb kapacitású fejtőt kissé salakos-kifejlődésű andezitben. A kőzetanyag minőségét hátrányosan befolyásolja a kőzet üregeiben és repedéseiben levő nontronit, halloysit. A kőfejtő termelése csak a község igényét elégíti ki, ezért időszakosan működik. Abasár község kőfejtője a Kalló-völgy délkeleti kijáratánál a Sár-hegy lábánál van, ahol az építkezési igényeknek megfelelően időszakos termelés folyik. Helyi útépítéshez zúzalékot is termelnek. Kőzetanyaga középszemcsés piroxénandezit.

A Sár-hegy nyugati oldalán szintén van néhány kisebb, időszakosan termelés alatt álló kőfejtő, pl. a fentiekben említett salaklapillis andezittufa felett és a Pipis-tetőre vezető országút mellett, ahol a vékonylemezes piroxénandezitet útépítési célra termelik. Hasonló kisebb kapacitású kőfejtők vannak még Gyöngyössolymostól északra, melyekben azonban rendszeres termelés nem folyik.

Gyöngyöstarján határában két kisebb kőfejtőt tartanak üzemben. Az egyik a község északi részén levő Füledugó-szikla, ahol a biotitos piroxénandezitet fejtik. A kőzet minőségét hátrányosan befolyásolja a repedésmenti erős limonitos és nontronitos mállás, ami miatt a termelési veszteség esetenként

nagyon magas. A másik kőfejtő a község északnyugati részén van, ahol a fejtés gömbös elválású piroxénandezitben folyik. A gömbös szerkezet közeit limonit vagy limonitos mállástermék tölti ki, ami megnöveli a bánya termelési veszteségét. A bánya a környék községeinek építési igényeit elégíti ki.

Kisebb, időszakosan művelt kőfejtő van Gyöngyöspata községben, a Várhegy oldalában. A piroxénandezit részlegesen bontott, ezért fejtése nem gazdaságos.

A Szurdok-völgyben két kőfejtő ismeretes, melyeket főleg a környékbeli utak javításakor helyeznek üzembe. A Pince-patak kőfejtője évtizedekig termelt, az utóbbi években a fejtési fal előrehaladtával megnőtt az agglomerátumos fedőréteg vastagsága és így a termelés gazdaságtalanná vált, a fejtést megszüntették. A Szurdok-völgy déli oldalán szintén van egy kisebb kőfejtő, ahonnan zúzalékkövet termeltek. A bánya a Nagyhársas piroxénandezitjébe települt.

A Nagyhársas nyugati lejtőjén számos kisebb-nagyobb kőfejtő vagy kőfejtőmaradvány van, melynek nagy részében a termelést már évtizedekkel ezelőtt beszüntették. A termelést néhány évvel ezelőtt egyik kisebb bányában felújították és a bányát fejleszteni kívánják. A termelvény középszemcsés piroxénandezit.

Apc község határában a Somlyó délnyugati lábánál, a község keleti kijáratánál és a Kopasz-hegyen számos kisebb-nagyobb elhagyott kőfejtő van. A fejtett kőzetanyag mindenhol középszemcsés piroxénandezit volt. A termelést többnyire a kőzetanyag minőségi romlása miatt hagyták abba.

A lőrinci Mulató-hegyen évtizedekkel ezelőtt kezdték meg a pados és litofízás riolit termelését, a mindmáig működő bánya a környék igényeinek megfelelően termel. A tömbkőzet fejtésekor keletkező törmelék útépítési zúzalékként felhasználható. A bánya kapacitása igen kicsi, fejlesztésre nem alkalmas.

Jelentősebb kőbánya volt a hegység belsejében a Durits-bánya, ahol üde állapotú középszemcsés piroxénandezitet fejtettek. A fejtést a sástói kőbánya felfejlesztésével egyidőben hagyták abba. A bánya megszűntetésének oka a bontott fedőkőzet kivastagodása és a drága kisvasúti szállítás.

A hegység magasabb szintjein, a Mátraszentimre melletti Nagyátalkőn és a nagylápafői elhagyott kőfejtőkben folytattak még számottevő termelést. Mindkét helyen a kőzet minőségi romlása miatt szűnt meg a bányászat. Nagyátalkőnél a kloritosodás, a másik helyen a hidrotermás bontottság tette használhatatlanná a termelvényt. A Kékes felé vezető műút közelében két kisebb kőfejtő van, amelyek közül az egyik vékonylemezes piroxénandezitet fejt. Ez kizárólag útépítési zúzalékként használható fel.

A hegységben működő vagy időszakosan szünetelő kőbányák korszerű megkutatásával a jövőben még jelentős tömegű ház- és útépítőkő készletekre van kilátás, figyelembevéve a gépesített lefedés és termelés lehetőségét, amivel gazdaságossá válhat az olyan elhagyott kőfejtők újranyitása, ahol az ipari készleteket agglomerátum vagy tufa borítja (Som-hegy, Pince-patak, Kopasz-hegy, Kisnána stb.).

# VÍZFÖLDTANI VISZONYOK

A hegységet nyugaton a Zagyva határolja, mely a Medves bazalttakarója alól ered. Vízhozama a mindenkori csapadékviszonyoktól függ. Víztömegét a Mátra felől a Csevicés-, Kövicses- és Szurdok-patak táplálja, melynek hordaléka vulkáni anyagból áll. Teraszképződményeit a fenti patakok torkolatai körül találjuk.

A hegység keleti határa a Tarna, mely a Mátrától északra szintén a Medves hegységben ered. A parádi Tarna több kisebb vízhozamú patak egyesüléséből alakult ki, melyek a Közép-Mátra ÉK-i lejtőin és a K-i Mátra északi oldalain erednek (Nagylipót-folyás, Gerlice-, Köszörűs-, Szőkevíz- és Ilonapatak).

A hegység déli oldalának patakjai az Alföldön ömlenek a Tarnába, majd azzal együtt a Zagyvába. Vízhozamukat a mindenkori csapadékviszonyok szabják meg. A dél felé lefutó patakok nagytömegű törmeléket szállítanak a hegységből, amit a közvetlen előtérben le is raknak. Ebből alakult ki az Abasártól csaknem Kisnánáig követhető, helyenként 20 m vastagságot is elérő törmelékkúp.

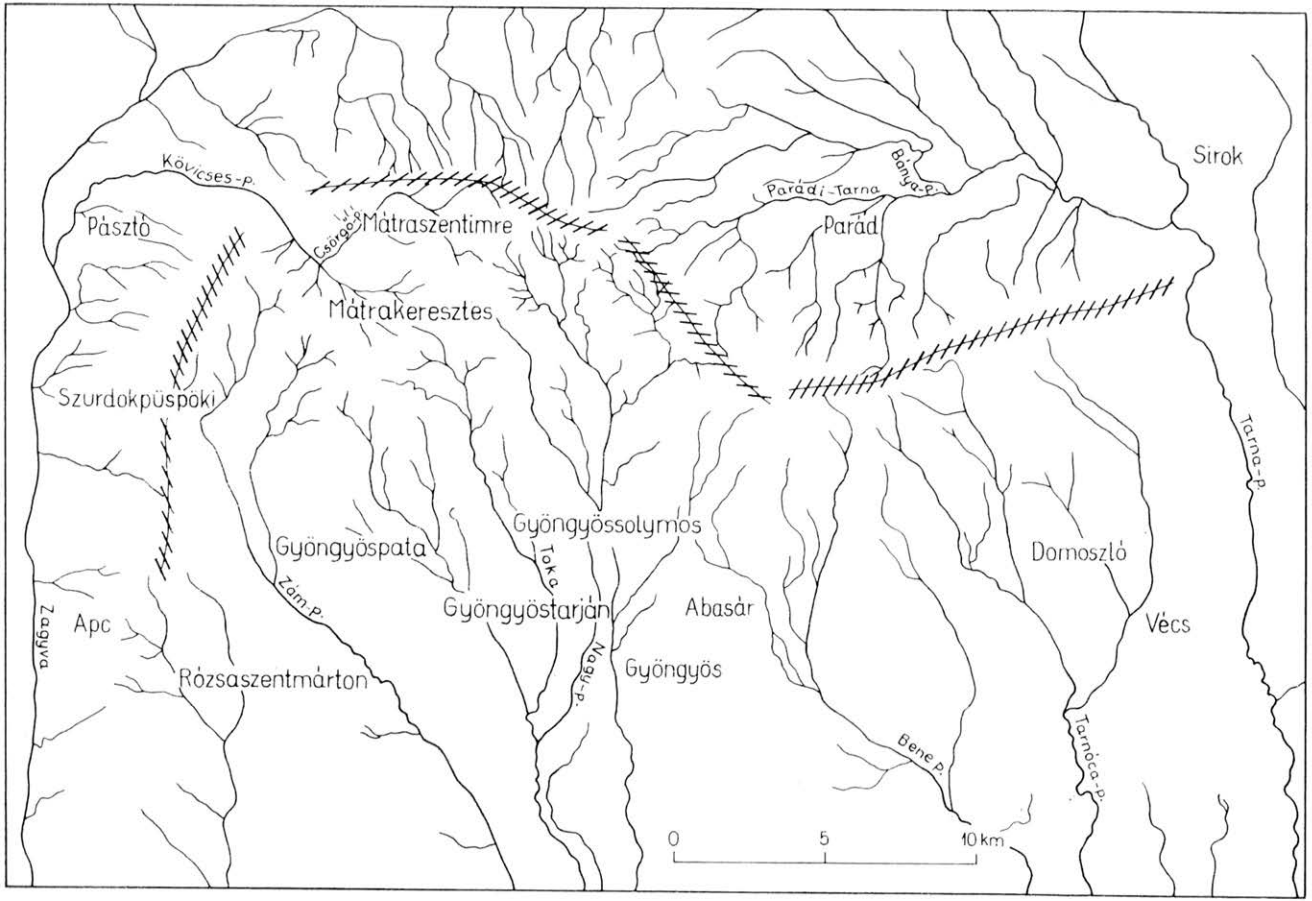
Az északi oldal fontosabb patakjai a hegység területén felsőszakasz jellegűek (Bükki-, Sebestyénvár-, Mély-, Galyavári-, Dobodén- és Áldozópatak).

A hegység vízválasztóinak a fiatalabb hasadékvulkáni gerinceket tekinthetjük. Nyugaton a Koncsúr—Nyikom-gerinc, északon az Óvár—Ágasvár—Galya-tető vonulata, továbbiakban a Mogyorós-orom—Csór-hegy, majd a K-i Mátra területén a Kékes—Kalapos-tető közti keleti főgerinc a vízválasztó vonala (173. ábra).

A hegység forrásait 3 csoportba osztjuk: 1. rétegforrások, 2. hasadékforrások, 3. ásványvíz-források (csevicék).

1. A *rétegforrások* lejtőtörmelékből, teraszkavicsokból, idősebb üledékes kőzetekből, ritkábban üledékes piroklasztikus képződmények határáról törnek a felszínre. Keletkezésük feltétele, hogy áteresztő réteg alatt települjenek. Ugyanilyen okokra vezethető vissza a viszonylag magasabb szinteken állandó vizű erdei lápok vagy kisebb tavak keletkezése. Legismertebb közülük a mátraházi főút mellett levő Sástó (510 m tszf.) (174. ábra), a Kékes északi előterében levő Pisztrángos-láp (690 m tszf.) és a Sorkő alatti láp (650 m tszf.), a Galya-tetőtől KÉK-re levő Fekete-tó (730 m tszf.), a Harangláb-tölgyes tetején levő tó (610 m tszf.) és a gyöngyösi Sár-hegyen levő Szt. Anna tó (350 m tszf.).

2. *Hasadékforrások* főleg a vulkáni összletekből törnek a felszínre, ahol tektonikai vagy helyi vulkántektonikai vetőkhöz, repedésekhez kötődnek.




*173. ábra.* A Mátra hegység vízrajzi térképe (vonalkázás = vízválasztó gerincek vonala)
*Textfig. 173.* Hydrographic map of the Mátra Mountains (hatching = lines of water-dividing ridges)



*174. ábra.* Elagyagosodott rétegen kialakult természetes vízgyűjtő, a Sás-tó
*Textfig. 174.* Natural water storage basin developed on an argillized substrate. — Lake Sás

Ezek sokszor csak időszakos vízszivárgások, szárazabb időben teljesen megszűnnek. Néha az ilyen időszakos források kibúvásai felszínen nem észlelhető érces vagy meddő telérek kinyomozására vezettek. Sokszor találnak ilyen hasadékforrásokat a termelés alatt álló kőfejtőkben, vagy a kihajtás alatti tárókban is.

3. Az *ásványvíz-források* a K-i Mátrában kivétel nélkül a középső- és felsőoligocén (rupélien és egerien) homokos és márgás képződményekből törnek a felszínre. Magasabb $SO_4$ és $H_2S$-tartalmukat az oligocén fekvőben nagy területen jelenlevő, hidrotermásan átalakult, gyakran alunitosodott felsőeocén biotitamfibolandezitből vagy a tortonai vulkánosságot követő posztvulkáni piritesedett rétegekből nyerik. Legismertebb közülük a parádsasvári — Csevice néven kereskedelmi forgalomban is kapható — ásványvíz, amely a szén-dioxidon kívül kén-hidrogént is tartalmaz. Emiatt bizonyos gyomormegbetegedések esetén gyógyvízként is használják. A parádóhutai Csevice- és Klarissza-források, az Ilona-völgyi Szent István-kút és a Recsk körzetében levő csevice-források vize főleg szén-dioxidos. A Klarissza-forrás a szokottnál magasabb vastartalmú. A Ny-i Mátrában Tar községtől északra és a Csevice-völgyben ismert néhány szénsavas forrás, amelyek a helvéti (kárpátien) slírösszletből fakadnak.

A hegység ásványvizeinek kémiai összetételét a 113. táblázat, 48 forrás- és kútvíz kémiai elemzésének eredményeit pedig a 114. táblázat tartalmazza.

Az elemzési adatok a vízben oldott anyag mennyiségét jelzik. Megállapítható, hogy magasabb káliumtartalmú vizek a hegység keleti részén találhatók, pl. Kisnána 1. sz. fúrás, Kisnána Mosómedence forrása és Recsk Marus Sándor kútja. A két elsőnél az oldott anyag káliumtartalma meghaladja a 6%-ot, az utolsó 13% fölött van. Az előbbiek anyakőzete bontott andezit vagy annak tufája, az utóbbié bontott, helyenként alunitosodott biotitamfibolandezit fekvőn települő rupéli agyagmárga. A többi lelőhely elemzett vízmintái oldott anyagának káliumtartalma 1—2% alatt marad, még a káliumgazdag környezetű forrásokban is, mint pl. a nyugat-mátrai Korlát- és Pelyhes-forrás.

Sokkal nagyobb heterogenitást mutat a vizek nátriumtartalma, viszonylag magasabb nátrium-iont a hegység több pontján találtunk. Kétségtelen, hogy mélyebb szintekből származó, fúrással feltárt vizek oldott anyagában magasabb a nátriumtartalom, például a Jobbágyi Vízmű fúrásából 83%, a pásztói fürdő fúrásából 74%, a gyöngyösi Növényvédő Állomás IX. kútjának vizében 75%, a gyöngyösoroszi altáró mélyszintjéről vett mintában 48%. Különös képet adnak a parádsasvári és recski csevicék, melyek oldott anyagának nátriumtartalma 46—56% közötti. A nagybátony—szorospataki Kossuth lejtősakna szivárgó vizének oldott anyaga szintén magas, 83% összalkáliát mutat. Okát abban látjuk, hogy a hegység mélyebb szintjeinek képződményei vitathatatlanul tengeri üledékek vagy szubmarin vulkanitok, melyekben magasabb oldható nátriumsó-tartalom alakult ki. A magasabb szinteken feltörő források nátriumtartalmát — mely ritkán éri el a 25%-ot — részben az előbbi okozza.

A hegység forrás- és kútvizeinek legjellemzőbb ionja a kalcium, mely csak ott marad az 50%-os érték alatt, ahol az előbbiekben említett magas nátrium-ion-tartalom megjelenik. Néhány forrásvíz oldott anyagában a kalciumtartalom meghaladta a 75%-ot. Ezek a vizek főleg a hidrotermásan elbontott, kalciterekkel és -fészkekkel sűrűn átjárt területen törnek a felszínre. A káliumtartalom ugyanezeken a területeken nem dúsult lényegesen, bár a kőzetek magas káliumtartalmú kálitrachitok. Ennek az az oka, hogy a szilikátos kötésben levő káliumot a normál vagy gyengén hidrokarbonátos vizek nemigen oldják, míg a karbonátos kötésben levő kalciumot igen.

Különös forráscsoportot alkotnak azok, melyek vize uralkodólag csak két kationt tart oldatban, a kalciumot és a magnéziumot. Ilyen források a nyugat-mátrai Ménes-forrás, az Ágasvári menedékház forrása, a Mátraszentimre Nárád-oldal forrása, a közép-mátrai Szent László- és Pisztrángos-forrás, valamint a Recsk Táncsics M. út 1. sz. alatti ásott kút. Ez azért is feltűnő, mert a fenti források tárolókőzete nagyon eltérő, pl. a Ménes-forrás és Nárád-oldali forrás bontott piroxénandezitből, illetve annak tufájából tör a felszínre, az ágasvári menedékház forrása pedig dácittufából ered. A Szent László-forrás bontott andezitagglomerátumból, a Pisztrángos-forrás a dácittufa és andezit határáról tör fel. A recski kút a rupéli agyagmárgába mélyült.

Az elemzett vizek anion-tartalma szintén erős szóródást mutat. A klór-ion-tartalom jelentősebb értékeket főleg a Ny-i Mátra és a déli előtér ásott kútjaiban és fúrásaiban ért el. A Jobbágyi Vízmű fúrásából elemzett víz oldott anyaga 30%, a pásztói fürdő vizének oldott anyaga 76% klórt tartalmazott. A tari és gyöngyöspatai ásott kutak vize 10—15%, a gyöngyössolymosi vízminták klór-ion-tartalma 15—17%. Az ágasvári menedékház forrásvize 19% oldott klór-iont hoz felszínre. A szokásosnál magasabb (20—32%) klór-ion-tartalma van még a középsőoligocén rétegekből származó recski kútvizeknek.

A hidrokarbonát-tartalom csaknem az összes elemzett mintában jelentős értékeket ért el. A pásztói fürdő fúrásvizében, a nagybátonyi Kossuth lejtősakna forrásában és a Galya-tető közelében levő két forrásban maradt csak 50% alatt, a többi esetben meghaladta azt, sőt gyakori, amikor az oldott $HCO_3$-tartalom a 90%-ot is meghaladja.

Néhány forrás, illetve kút vizében feltűnően magas az oldott $SO_4^{--}$-tartalom. Ennek kettős oka lehet: 1. a víz pirites, szapropél és kőszéntelepes rétegekből származik, mint például a petőfibányai Kiskút, a nagybátonyi Kossuth lejtősakna forrása; 2. a posztvulkáni hatásokra piritesedett, aluni-

*113. táblázat*

| Lelőhely sorszáma | $K^+$ | | $Na^+$ | | $NH_4^+$ | | $Ca^{++}$ | | $Mg^{++}$ | | $Fe^{++}$ | | $Mn^{++}$ | | $Al^{+++}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 1. | — | — | 414,69 | 55,91 | 1,16 | 0,18 | 182,96 | 28,28 | 61,21 | 15,60 | 0,38 | 0,03 | — | — | — | — |
| 2. | — | — | 411,61 | 55,42 | 0,53 | 0,10 | 176,43 | 27,31 | 67,27 | 17,14 | 0,54 | 0,03 | — | — | — | — |
| 3. | 3,90 | 0,83 | 34,30 | 13,78 | — | — | 134,20 | 60,13 | 16,00 | 12,21 | 20,10 | 6,57 | — | — | 9,90 | 6,48 |
| 4. | 15,75 | 1,71 | 19,32 | 3,58 | — | — | 357,50 | 76,14 | 43,78 | 15,34 | 17,98 | 2,74 | 2,22 | 0,34 | — | — |
| 5. | 1,90 | 0,87 | 20,10 | 15,94 | — | — | 63,90 | 58,05 | 16,80 | 25,13 | — | — | — | — | — | — |
| 6. | 1,20 | 0,11 | 76,40 | 12,49 | — | — | 306,90 | 57,96 | 94,60 | 29,44 | — | — | — | — | — | — |
| 7. | 304,80 | 13,24 | 633,90 | 46,81 | — | — | 267,40 | 22,67 | 123,50 | 17,25 | 0,50 | 0,03 | — | — | — | — |
| 8. | 10,00 | 1,30 | 65,60 | 14,53 | — | — | 225,90 | 57,35 | 64,10 | 26,82 | — | — | — | — | — | — |

1. Parádsasvár, nagy csevice-forrás
2. Parádsasvár, kis csevice-forrás
3. Parádóhuta, Klarissza-forrás
4.—5. Parádfürdő, Szent István-kút
6. Mátraderecske, Szilbereki-kút
7. Recsk, Marus Sándor kútja
8. Parádóhuta, csevice-forrás

| Lelőhely sorszáma | $Cl^-$ | | $HCO_3^-$ | | $NO_3^-$ | | $SO_4^{--}$ | | $PO_4^{---}$ | | $J^-$ | | $F^-$ | | $S^{--}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 1. | 45,00 | 3,90 | 1470,34 | 74,73 | — | — | 289,93 | 18,70 | — | — | — | — | 0,70 | 0,12 | 8,00 | 1,55 |
| 2. | 6,00 | 0,52 | 1634,80 | 83,02 | — | — | 230,38 | 14,86 | — | — | — | — | 0,80 | 0,13 | 7,60 | 1,47 |
| 3. | 3,00 | 0,75 | 567,00 | 87,64 | — | — | 49,90 | 9,82 | 0,60 | 1,79 | — | — | — | — | — | — |
| 4. | 1,07 | 0,12 | 1178,52 | 81,35 | — | — | 203,94 | 17,89 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 5. | 2,80 | 1,44 | 223,30 | 66,58 | — | — | 84,40 | 31,98 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 6. | 23,70 | 2,33 | 1194,10 | 74,25 | — | — | 297,50 | 23,42 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 7. | 416,60 | 19,95 | 2722,30 | 75,79 | — | — | 120,50 | 4,26 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 8. | 2,80 | 0,40 | 1132,50 | 94,38 | — | — | 49,20 | 5,22 | — | — | — | — | — | — | — | — |

Elemzők: 1. Papp Sz.—Hódos Gy.-né 1956. 2. Papp Sz.—Scheer A. 1956. 3. Jendrasik A. 1933. 4. Marshall F. 1929. OKI; 5, 8. Barabás L.-né 1970. 6. Emszt K. 1934. 7. Szelényi T. 1934. MÁFI

a = mg/l
b = Than-féle egyenérték %

*114. táblázat*

| Lelőhely sorszáma | $K^+$ | | $Na^+$ | | $NH_4^+$ | | $Ca^{++}$ | | $Mg^{++}$ | | $Fe^{++}$ | | $Mn^{++}$ | | $Al^{+++}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 1. | — | — | 968,60 | 83,00 | 7,80 | 0,90 | 82,89 | 8,10 | 48,96 | 7,90 | 0,74 | — | — | — | — | — |
| 2. | — | — | 88,70 | 44,60 | 3,00 | 1,92 | 66,10 | 38,14 | 16,00 | 15,21 | 0,30 | 0,13 | — | — | — | — |
| 3. | — | — | 469,80 | 74,81 | 2,00 | 0,41 | 83,70 | 15,29 | 31,40 | 9,46 | 0,20 | 0,02 | — | — | — | — |
| 4. | 9,20 | 2,89 | 24,00 | 12,85 | 0,30 | 0,21 | 93,30 | 57,37 | 26,20 | 26,54 | 0,30 | 0,13 | — | — | — | — |
| 5. | — | — | 58,40 | 21,46 | 0,20 | 0,09 | 116,60 | 49,18 | 42,10 | 29,26 | — | — | — | — | — | — |
| 6. | — | — | 127,60 | 25,71 | 0,30 | 0,08 | 229,60 | 53,09 | 55,40 | 21,11 | — | — | — | — | — | — |
| 7. | — | — | 52,70 | 23,02 | 0,10 | 0,05 | 98,50 | 49,41 | 33,30 | 27,52 | — | — | — | — | — | — |
| 8. | — | — | 265,40 | 83,06 | 4,00 | 1,60 | 35,30 | 12,64 | 4,50 | 2,66 | — | — | — | — | — | — |
| 9. | — | — | 3,20 | 6,26 | 0,50 | 1,26 | 35,20 | 79,13 | 3,60 | 13,34 | — | — | — | — | — | — |
| 10. | — | — | 6,80 | 9,19 | — | — | 41,60 | 64,67 | 10,20 | 26,14 | — | — | — | — | — | — |
| 11. | — | — | 9,80 | 17,68 | — | — | 34,00 | 70,08 | 3,60 | 12,23 | — | — | — | — | — | — |
| 12. | — | — | 11,90 | 24,15 | — | — | 27,20 | 62,91 | 3,40 | 12,93 | — | — | — | — | — | — |
| 13. | — | — | 0,50 | 0,90 | — | — | 37,30 | 80,28 | 5,30 | 18,81 | — | — | — | — | — | — |
| 14. | — | — | 56,35 | 48,66 | 0,30 | 0,33 | 48,80 | 48,36 | 1,50 | 2,44 | 0,19 | 0,14 | 0,08 | 0,06 | — | — |
| 15. | — | — | 15,70 | 31,22 | 0,20 | 0,50 | 26,40 | 60,03 | 2,20 | 8,25 | — | — | — | — | — | — |
| 16. | 5,50 | 3,65 | 17,00 | 19,28 | — | — | 37,60 | 48,96 | 13,10 | 28,10 | — | — | — | — | — | — |
| 17. | — | — | 10,40 | 21,41 | 0,20 | 0,52 | 25,20 | 59,40 | 4,80 | 18,67 | — | — | — | — | — | — |
| 18. | — | — | 123,10 | 75,63 | 0,70 | 0,55 | 21,22 | 14,94 | 7,50 | 8,72 | 0,30 | 0,15 | — | — | — | — |
| 19. | — | — | 61,20 | 45,56 | — | — | 49,70 | 42,46 | 8,50 | 11,97 | — | — | — | — | — | — |
| 20. | — | — | 180,20 | 30,49 | 0,10 | 0,02 | 226,80 | 44,05 | 79,50 | 25,44 | — | — | — | — | — | — |
| 21. | — | — | 24,00 | 16,88 | — | — | 71,30 | 57,53 | 18,90 | 25,13 | 0,40 | 0,23 | 0,40 | 0,23 | — | — |
| 22. | — | — | 43,10 | 32,94 | — | — | 55,50 | 44,25 | 15,80 | 22,81 | — | — | — | — | — | — |
| 23. | — | — | 9,90 | 31,37 | 0,20 | 0,80 | 14,00 | 50,58 | 2,90 | 17,25 | — | — | — | — | — | — |
| 24. | — | — | 0,10 | 0,41 | — | — | 19,60 | 66,94 | 5,80 | 32,65 | — | — | — | — | — | — |
| 25. | — | — | 10,60 | 28,55 | — | — | 18,40 | 56,74 | 2,90 | 14,71 | — | — | — | — | — | — |
| 26. | — | — | 18,40 | 29,64 | 0,20 | 0,41 | 26,40 | 48,61 | 7,00 | 21,22 | 0,10 | 0,11 | — | — | — | — |
| 27. | — | — | 18,00 | 9,32 | — | — | 95,40 | 56,43 | 35,10 | 34,25 | — | — | — | — | — | — |
| 28. | — | — | 20,60 | 4,68 | — | — | 260,00 | 67,90 | 63,70 | 27,41 | — | — | — | — | — | — |
| 29. | 13,50 | 6,15 | 30,50 | 23,63 | — | — | 51,30 | 45,62 | 16,80 | 24,60 | — | — | — | — | — | — |
| 30. | 0,20 | 0,64 | 23,40 | 10,14 | — | — | 111,90 | 55,43 | 41,40 | 33,79 | — | — | — | — | — | — |
| 31. | 1,80 | 0,79 | 33,00 | 24,78 | — | — | 68,30 | 58,82 | 11,00 | 15,60 | — | — | — | — | — | — |
| 32. | 1,20 | 0,62 | 20,70 | 18,64 | — | — | 62,30 | 64,39 | 9,60 | 16,34 | — | — | — | — | — | — |
| 33. | 0,50 | 0,38 | 6,80 | 9,48 | — | — | 41,60 | 66,25 | 9,10 | 23,88 | — | — | — | — | — | — |
| 34. | 3,30 | 2,10 | 15,60 | 16,97 | — | — | 48,00 | 59,78 | 10,30 | 21,14 | — | — | — | — | — | — |
| 35. | 0,60 | 0,49 | 16,00 | 22,61 | — | — | 41,60 | 67,30 | 3,60 | 9,60 | — | — | — | — | — | — |

| Lelőhely sorszáma | $K^+$ | | $Na^+$ | | $NH_4^+$ | | $Ca^{++}$ | | $Mg^{++}$ | | $Fe^{++}$ | | $Mn^{++}$ | | $Al^{+++}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 36. | 0,60 | 0,70 | 15,30 | 31,20 | — | — | 23,80 | 55,44 | 3,30 | 12,65 | — | — | — | — | — | — |
| 37. | 0,40 | 0,57 | 8,20 | 20,27 | — | — | 22,60 | 63,82 | 3,30 | 15,34 | — | — | — | — | — | — |
| 38. | 0,90 | 0,48 | 13,30 | 11,98 | — | — | 68,30 | 70,40 | 10,10 | 17,14 | — | — | — | — | — | — |
| 39. | 24,50 | 2,84 | 292,00 | 57,68 | — | — | 135,90 | 30,81 | 23,20 | 8,66 | — | — | — | — | — | — |
| 40. | 1,00 | 2,61 | 2,30 | 10,75 | — | — | 15,50 | 80,69 | 0,70 | 5,95 | — | — | — | — | — | — |
| 41. | 0,50 | 0,16 | 26,50 | 15,45 | — | — | 89,30 | 59,71 | 22,40 | 24,68 | — | — | — | — | — | — |
| 42. | 3,20 | 1,54 | 25,90 | 21,45 | — | — | 61,50 | 58,28 | 12,00 | 18,73 | — | — | — | — | — | — |
| 43. | 0,90 | 0,44 | 14,10 | 11,81 | — | — | 55,50 | 53,18 | 21,90 | 34,57 | — | — | — | — | — | — |
| 44. | 1,90 | 4,74 | — | — | — | — | 13,90 | 68,48 | 3,30 | 26,78 | — | — | — | — | — | — |
| 45. | 2,50 | 4,89 | 8,30 | 27,60 | — | — | 15,40 | 58,72 | 1,40 | 8,79 | — | — | — | — | — | — |
| 46. | 13,30 | 7,26 | 22,00 | 20,41 | — | — | 44,50 | 47,40 | 14,20 | 24,92 | — | — | — | — | — | — |
| 47. | 11,80 | 6,17 | 20,70 | 18,46 | — | — | 49,90 | 51,08 | 14,40 | 24,29 | — | — | — | — | — | — |
| 48. | 9,00 | 4,46 | 41,40 | 34,95 | — | — | 39,70 | 38,42 | 13,90 | 22,17 | — | — | — | — | — | — |

| Lelőhely sorszáma | $Cl^-$ | | $HCO_3^-$ | | $NO_3^-$ | | $SO_4^{--}$ | | $PO_4^{---}$ | | $J^-$ | | $F^-$ | | $S^{--}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 1. | 503,10 | 30,50 | 2135,30 | 69,10 | — | — | 10,28 | 0,40 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 2. | 32,00 | 10,43 | 445,40 | 84,37 | — | — | 21,60 | 5,19 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 3. | 738,00 | 76,22 | 385,60 | 23,13 | — | — | 8,40 | 0,64 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 4. | 9,20 | 3,21 | 384,40 | 78,09 | — | — | 72,40 | 18,70 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 5. | 56,00 | 13,35 | 303,80 | 42,06 | 256,50 | 34,96 | 54,70 | 9,63 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 6. | 148,00 | 19,34 | 497,90 | 37,79 | 342,00 | 25,56 | 179,40 | 17,31 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 7. | 39,60 | 11,23 | 375,80 | 61,87 | 65,00 | 10,53 | 78,20 | 16,36 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 8. | 6,60 | 1,33 | 340,00 | 40,09 | 14,00 | 1,02 | 380,00 | 56,95 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 9. | 11,40 | 14,46 | 97,60 | 72,01 | 3,40 | 2,48 | 11,80 | 11,04 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 10. | 5,10 | 4,48 | 109,80 | 56,01 | — | — | 60,90 | 39,50 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 11. | 7,90 | 9,21 | 112,30 | 75,99 | 5,70 | 3,80 | 12,80 | 10,99 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 12. | 2,20 | 2,87 | 81,70 | 62,03 | 20,50 | 15,30 | 20,50 | 19,80 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 13. | 6,40 | 7,76 | 78,10 | 55,18 | 34,20 | 23,77 | 14,80 | 13,20 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 14. | 1,90 | 1,07 | 186,10 | 60,59 | — | — | 92,70 | 38,33 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 15. | 1,00 | 1,28 | 86,60 | 64,63 | 12,50 | 9,16 | 26,30 | 24,93 | — | — | — | — | — | — | — | — |

a = mg/l
b = Than-féle egyenérték %

*114. táblázat folyt.*

| Lelőhely sorszáma | $Cl^-$ | | $HCO_3^-$ | | $NO_3^-$ | | $SO_4^{--}$ | | $PO_4^{---}$ | | $J^-$ | | $F^-$ | | $S^{--}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b |
| 16. | 12,20 | 8,78 | 195,20 | 81,59 | 9,10 | 3,73 | 11,10 | 5,89 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 17. | 3,00 | 4,02 | 56,10 | 43,43 | 9,10 | 6,90 | 46,40 | 45,65 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 18. | 27,10 | 10,79 | 307,50 | 71,15 | — | — | 61,40 | 18,05 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 19. | 16,00 | 7,72 | 75,60 | 21,20 | 153,90 | 42,50 | 80,20 | 28,58 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 20. | 159,60 | 17,52 | 587,00 | 37,42 | 478,80 | 30,05 | 185,20 | 15,01 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 21. | 8,90 | 2,44 | 327,80 | 89,96 | — | — | 27,70 | 7,60 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 22. | 2,50 | 1,23 | 294,10 | 84,58 | 3,40 | 0,96 | 36,20 | 13,22 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 23. | 2,10 | 4,27 | 54,90 | 61,14 | — | — | 20,30 | 30,58 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 24. | 1,80 | 3,49 | 82,90 | 92,95 | — | — | 2,50 | 3,56 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 25. | 5,30 | 9,21 | 50,00 | 50,62 | 5,70 | 5,68 | 26,80 | 34,49 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 26. | 3,90 | 4,06 | 108,60 | 65,67 | 8,00 | 4,76 | 33,20 | 25,51 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 27. | 5,40 | 1,06 | 499,20 | 97,98 | — | — | 4,90 | 0,96 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 28. | 222,60 | 32,85 | 410,00 | 35,15 | 342,00 | 28,86 | 28,80 | 3,13 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 29. | 5,80 | 1,77 | 311,20 | 94,85 | — | — | 11,10 | 3,38 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 30. | 29,40 | 8,23 | 391,70 | 63,70 | — | — | 135,80 | 28,07 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 31. | 4,10 | 1,98 | 288,00 | 81,41 | — | — | 46,20 | 16,60 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 32. | 3,10 | 1,80 | 252,60 | 85,70 | — | — | 29,00 | 12,49 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 33. | 2,40 | 2,14 | 175,70 | 91,89 | — | — | 9,00 | 5,96 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 34. | 9,80 | 6,89 | 152,50 | 62,36 | — | — | 59,20 | 30,75 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 35. | 2,40 | 2,17 | 131,80 | 70,03 | — | — | 41,20 | 27,80 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 36. | 1,50 | 1,96 | 97,60 | 74,64 | — | — | 24,10 | 23,40 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 37. | 2,40 | 3,79 | 79,30 | 73,55 | — | — | 19,20 | 22,65 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 38. | 8,80 | 5,12 | 120,80 | 40,86 | — | — | 125,60 | 54,02 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 39. | 121,60 | 15,28 | 1160,50 | 84,71 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 40. | 2,10 | 6,16 | 54,90 | 93,84 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 41. | 5,10 | 1,92 | 383,10 | 84,08 | — | — | 50,20 | 14,00 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 42. | 4,10 | 2,18 | 270,90 | 84,29 | — | — | 34,20 | 13,53 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 43. | 5,20 | 2,80 | 246,50 | 77,53 | — | — | 49,20 | 19,66 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 44. | 1,20 | 3,26 | 59,80 | 96,74 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 45. | 2,40 | 5,12 | 70,70 | 88,53 | — | — | 4,00 | 6,35 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 46. | 6,20 | 3,66 | 279,40 | 96,34 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 47. | 4,40 | 2,52 | 292,90 | 97,48 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 48. | 5,60 | 3,06 | 305,10 | 96,93 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

1. Jobbágyi Vízmű mélyfúrása.
2. Ape, községi kút.
3. Pásztó, fürdői kutatófúrás.
4. Szurdokpüspöki, kovaföldbánya forrása.
5. Hasznos, ásott kút.
6. Gyöngyöspata, ásott kút.
7. Gyöngyöspata, Váli út 139.
8. Nagybátony, Szorospatak.
9. Mátraszentimre, Ágasvári menedékház forrása.
10. Gyöngyösoroszi Ércbánya, vízvezeték.
11. Mátraszentistván, Csárda-kút.
12. Mátraszentimre, Nógrádhegyesi forrás.
13. Mátraszentimre, Csurgó-forrás.
14. Gyöngyösoroszi, Altáró 3745 m.
15. Mátraszentimre, Piszkés-forrás.
16. Gyöngyös, Vízmű IX. kút.
17. Galya-tető, Martaléc-kút.
18. Gyöngyös, Növényvédő Állomás.
19. Gyöngyössolymos, Csákkő, Csepegő-forrás.
20. Gyöngyössolymos, Szabadság út 74.
21. Gyöngyös, Téglagyári kút.
22. Parád, Üveghuta, vízvezeték.
23. Mátraháza, Vargák kútja.
24. Mátraháza, Szt. László-forrás.
25. Gyöngyös, Kékes, Jávoros-forrás.
26. Parádfürdő, vízvezeték.
27. Bodony, Teven-kút forrása.
28. Recsk, Táncsics M. út 1.
29. Kisnána, Mosómedence forrása.
30. Petőfibánya, Kiskút.
31. Hasznos, Szilas-forrás.
32. Gyöngyöspata, Korlát-forrás.
33. Mátrakeresztes, Hidegkút-forrás.
34. Gyöngyössolymos, Magyar Béla-forrás.
35. Mátrakeresztes, Ménes-forrás.
36. Mátrakeresztes, Pelyhes-forrás.
37. Mátrakeresztes, Rókalyuk-forrás.
38. Galya-tető, Tolvaj-forrás.
39. Gyöngyössolymos 2. sz. fúrás.
40. Kékes, Pezsgő-kút.
41. Parádsasvár, Remete-forrás.
42. Parádsasvár, Gilice-forrás.
43. Parád, Máriakép-forrás.
44. Parád, Pisztrángos-forrás.
45. Recsk, Bíró-kútja.
46. Kisnána 1. sz. fúrás.
47. Kisnána 1. sz. fúrás.
48. Pásztó 4. sz. fúrás.

Elemzők: 1. Gaálné 1955. OKI; 2., 9., 11., 12., 15., 17., 18., 21—23., 25., 26., 28. Rapp T.-né 1957. 3., 16. Rapp T.-né 1958. 4., 29. Rapp T.-né 1959. 5—7., 10., 13., 19., 20. Barabás L.-né—Rapp T.-né 1956. 8., 14. Sarló K.—Csajághy G. 1955. 24. Barabás L.-né 1956. 27. Emszt K. 1934. 30—38., 40—45. Barabás L.-né 1970. 39. Barabás L.-né 1968. 46., 48. Barabás L.-né 1967. 47. Barabás L.-né 1969. MÁFI.

# INTRODUCTION

The Mátra Mountains are one of the members of the North Hungarian Highland Range, the "Intra-Carpathian volcanic garland". In the west, along the Zagyva valley, it is bounded by the Cserhát Mountains made up of marine, clayey–marly–sandy sediments of Oligocene–Miocene age; in the north, by the Nógrád brown coal basin. In the east, along the Tarna line of Parád, it is in a tectonic contact with the Bükk Mountains; in the south, it plunges under the Alföld's Upper Pannonian sediments.

The altitude of Mátra's surroundings varies between +150 and 250 m a.s.l. The highest point of the volcanic area (1015 m) as well as the highest peak in Hungary is Mt. Kékes.

The Mátra Mountains, together with their foothills — the 200 m contour line being considered the base — cover an area of 570 km$^2$ of which 377 km$^2$ are outcrops of volcanics. According to recent geological and drilling information, the volcanics are of even wider extension, being buried on the margins by younger sedimentary deposits. The virtual extension of the volcanics may thus amount to about 1300–1400 km$^2$.

Geological research so far undertaken in the Mátra can be divided into two parts:

*a)* economic geological explorations and prospecting,

*b)* general geological and petrographic research.

*Economic geological investigations*, mainly prospecting for polymetallic and Au–Ag ores, were started in the northeastern and western parts of the mountains, in the vicinity of Recsk, Parádfürdő and Gyöngyösoroszi as early as the 1850's.

Research in the domain of *general geology* was initially restricted to mere descriptions and later extended to comparative stratigraphy and petrography. In 1954 a large-scale base metal ore prospecting project was launched which has led to considerable results nowadays. In connection with this project, in 1958, the large-scale geological mapping of the mountain, in 1:10 000-scale quadrangles, was commenced. As a result, the relationships between sedimentation and volcanism and Mátra's geohistorical evolution were established. The research included, beside the mineralogical determination of the rocks, the petrochemistry of the region and the study of the results of the post-volcanic agents. Boreholes, shallow and deep, have yielded tangible contributions to the understanding of Mátra's subsurface geology and structural features. In the course of this work hosts of new economical polymetallic ore veins, lodes or ore-mineralized zones were discovered.

The present monographic account comprises a concise review of the nearly 120-year history of relevant investigations and the major scientific conclusions.

The following workers took part in the geological investigations of the Mátra: J. Szabó (1860–1894), F. Schafarzik (1885–1911), P. Rozlozsnik (1935–1948), J. Noszky Sr. (1906–1941), Gy. Vigh (1933–1950), F. Papp (1933–1954), A. Vidacs (1956–1966), Z. Schréter (1913–1953), A. Vendl (1927–1951), B. Mauritz (1909–1950) and F. Horusitzky (1953–1965). Their statements are still valid for the most part today. Beside them, outstanding contributions have recently been made by E. Szádeczky-Kardoss, G. Pantó, F. Szentes, B. Jantsky, L. Bartkó, L. Szebényi, J. Mezősi, M. Hajós, J. Kiss, F. Kaszanitzky, G. Kisvarsányi, I. Kubovics, K. Török, I. Nagy, and Zs. Félegyházi as well as by a special team of the scientific staff of the Geological Survey of Hungary (MÁFI), directed first by the late A. Vidacs, then by Gy. Varga with E. Csillag-Teplánszky and K. Varga-Máthé as team members.

The present account reflects the state of knowledge as of January 1, 1970, though research in the domains of ore geology and subsurface geology is still being carried on in the western and partly, the northeastern Mátra Mountains.

## GEOMORPHOLOGY OF THE MÁTRA

It was not untill the 1950's that geographers began the detailed investigations of relief forms in this area. Earlier works had been restricted to discussing the physiography of single minor subareas or geomorphological units.

Mátra's relief forms can be divided into two major groups: the first includes *the primary volcanic features*, the second *the landforms sharped by erosion.*

On account of partly lithological, partly postvolcanic causes *the primary volcanic features* have preserved their original or suboriginal shapes up to the present time. These include mono- and parasitic cones and elongate ridges reminiscent of a fissure volcanic origin (scoria cones built up by explosions are liable to rapid erosion, hence their total absence in the mountains) as well as stratovolcanic cones more resistive to erosion and dome- and eldborg forms of highest resistance. In the Mátra — particularly in the western part of it — these volcanic forms were affected by hydrothermal and postvolcanic processes; clay mineralization enhanced the erosion, secondary silification delayed it. Hosts of examples for both cases can be encountered in the mountain.

According to the results available, Mt. Nagyhársas of the southern Mátra Mountains, a typical stratovolcano of about a square kilometre and a half of surface area, may be regarded as an independent volcanic centre. Its height compared to its background is 370 m; lava flows and pyroclastic beds show multiple alterations in its make-up. On the flanks of the peak there are accumulations of coarse agglomerates. This fact also testifies to the peak's having been a centre, since observations on present-day volcanism have shown that wherever a huge mass of coarse agglomerates occurs, a centre is present, on the spot or within some 100 m distance.

Another stratovolcanic centre in the southern Mátra Mountains is Mt. Havas. Its slope is much more gentle than that of Mt. Nagyhársas. This seems to be due to that Mt. Havas is situated already in the marginal zone of the heavy alterations caused by postvolcanic agents and to the resulting occurrence of considerable argillization in its rocks, a phenomenon that has enhanced

erosion. Mt. Kékes of the Central Mátra, which, with its 500 to 600 m of relative height, is the highest peak of the Mátra Mountains, is similarly considered to be a stratovolcano. The cone of Mt. Kékes is somewhat younger than the two former peaks. On its summit, rags of the overlying young pyroxene andesitic lava flows can be found, whereas on Mt. Nagyhársas and Mt. Havas the products of the second phase of Tortonian volcanism are totally absent.

Mt. Óvár of the western Mátra Mountains was a stratovolcanic centre similar in character to Mt. Kékes, but of much smaller extension, with huge masses of coarse agglomerate accumulations on its slopes and at its foot. Mt. Óvár is flanked by valleys as fault lines.

Beside the above, accumulations of coarse agglomerates indicative of a nearby explosion centre could be observed in a number of other places. In the case of these, no mono-stratovolcanic character could be established, so that they are considered to be complex stratovolcanic relics. In this latter case, pyroclastics were ejected not from a single crater, but from several adjacent craters and volcanic fissures. The relief form in this case is no high-perched cone, but it is an elevation composed of an accumulation of tuffs and agglomerates as well as lava flows of different rock types. This category is considered to include Mt. Sár-hegy at Gyöngyös joining the bulk of the mountain along northeast and northwest trending valleys as fault lines. The basic area of Mt. Sár-hegy is larger than 10 to 12 km$^2$, its relative height being 270 to 290 m.

Similarly complex stratovolcanic centre is Mt. Messzelátó-hegy and the Bónahalom region, eastern Mátra Mountains, the only difference consisting in that here the craters are even more difficult to locate because the outcrops show but very coarse agglomerate accumulations mingled locally with lava flows or their rags of different size. Time correlation of single pyroclastic sheets in polyvolcanic areas is very difficult, since the explosions of different intensity of one and the same crater or the synchronous actions of adjacent craters render any efficient tephrachronological interpretation almost impossible. The correlation of pyroclastics could be carried out only in the case of vast acid tuff blankets, i.e. in that of dacitic tuffs. The polyvolcanic nature of the Mátra seems to be evidenced most eloquently by the fact that one of the boreholes drilled for structure analysis in the western Mátra Mountains (Mátraszentimre-2) intersected a volcanic formation consisting of 31 members of which 15 were represented by pyroclastics, and 16 by lithologically different lava flows. In the eastern Mátra Mountains the number of stratovolcanic members is as low as four. This fact and the higher volume of volcanics has induced the author to conclude that the bulk of volcanism had taken place in the west.

Another group of Mátra's original volcanic forms is represented by fissure-volcanic ridges where dilatational fissures of several kilometres lenght are studded with volcanic cones of different size "like strings of beads". The explosive activities of these volcanoes were rather subordinate. Let us quote the following out of the ample gamme of Mátra's fissure-volcanic relics:

The Koncsur–Nyikom range attaining 8 km in length in the western Mátra Mountains, in which 5 volcanic cones or cone relics can be distinguished. The positive forms of fissure volcanic ridges, i.e. the height of the cones dominating the ridges, hardly attains the size of the adjacent parasitic cone, thus being 60 to 80 m at the most.

The cones of different height on the ridge between Piszkés and Galya-tető are considered to be of fissure-volcanic origin, too. If a fissure volcano produces eruptions for a comparatively longer time or rather intensively, the resulting positive form will be larger, too. Hence the availability of cones scarcely 15 to 20 m heigh adjacent to cones of more than 100 m height over some stretches of the ridges of this kind (e.g. the minor cones of the Galya-tető).

Similar origin seems to be responsible for the Nyesettvár–Kis-Galya–Körösnyaktető or Vércverés—Csór-hegy range formed of minor lava cones arranged like a "string of beads".

The longest and genetically most cleared row of fissure volcanoes in the Mátra is represented by the main ridge of the eastern Mátra Mountains, where 10 eruption cones or cone relics can be identified over some 12 km length. The individual members of the volcano row producing various rock types erupted at different times and with different intensity.

Beside the above, a few shorter fissure volcanic ridges are known (e.g. the ridge between the Hátrapatak-tető and Hegyes-tető of north–south trend) whose positive forms are more heavily eroded than the former.

Two certainly parasitic volcanoes have been discovered in the Mátra. One of the two is Mt. Várhegy soaring above the southeastern foothills of pumiceous dacitic tuffs. The relative height of the volcanic cone is 40 m, the diametre at the base being 200 to 250 m. Its volcanic form was spoiled by temporary quarrying. The other parasitic volcano is the Harangláb-tölgyes in the northern foreland of the mountains. It is represented by a — slightly elongated — andesitic cone soaring at the contact of dacitic tuffs and sandy–marly siltstones. The water-filled pit on its top may possibly be the remainder of an ancient crater.

Geomorphologically strange forms are exhibited by the fissure extrusion highs soaring above the foreground of the eastern main ridge of which Mt. Som-hegy of Parádóhuta in the north resembles to a typical shield volcano or to a laccolith deprived of its overburden. In the fissure of approximately east–west trend several extrusive rock masses of similar type, e.g. the Rák-halom, the Csákánykő and the Györke-tető, are known to occur. These extrusive forms are built up of pyroxene andesite affected by carbonate metasomatism. They lacked any pyroclastic ejecta and their age compared to the other Tortonian andesites is still unclear. What is sure is the fact that the ascending lava did pierce the Upper Helvetian sandy–marly siltstones; consequently, it is younger than these.

The Upper Eocene volcanic complex occuring in the northeastern part of the Mátra should be assigned to a geomorphological unit different from the former. Within the complex three different parts can be distinguished:

(1) The easternmost part is an intruded biotitic hornblende andesite showing up very little post-volcanic alteration, if any, and being eroded together with the sedimentary country rock (Kanázsvár).

(2) The middle part is heavily argillized, its original forms being eroded, though its present-day morphology looks like the relic of a pair of volcanoes sitting on a fissure (Lahóca–Sima-hegy).

(3) The third part is a volcano group built up on a north–south trending fissure and was extensively silicified, less frequently argillized, by post-volcanic activity. It is in this group that the volcanic relief forms have been most completely preserved. Mt. Hegyes-hegy and Vörösvár are still reminiscent of

a rounded volcanic cone each, despite the fact that these highs are by approximately 30 to 35 M. Y. older than the rest of Mátra's volcanic forms.

The other group of lava bodies, younger than the previous ones, is represented by dikes got stuck in the sediments of the northern foreland of the mountains. Some of these lava bodies have been markedly exposed to the surface, while others are still concealed by the sedimentary country rock. The length of the dikes observed in the Mátra Mountains attains 1 km at the most, whereas their thickness varies between 0.5 and 18.0 m. Most completely exposed of these are the Ördögkő at Hasznos and the Ördöggátak at Parádfürdő emerging like barriers from their background.

The sandstone highs of Parádsasvár are due to *secondary processes*. The sandstones accumulated in the Burdigalian have been truncated and worn off by erosion resulting in peaks of irregular configuration. The sandstone ridges include andesitic dikes connected with Tortonian volcanism. They are holding the ridges as a frame. Viewed from the northeast, Mt. Várhegy looks very much like a real volcanic cone.

Secondary, relatively recent processes (frost riving and erosion) are responsible for the "rock columns" known on the northern side of the Ágasvár, Kékes and Saskő. Younger tectonic processes seem to have brought about such vertical cliffs as were formed in the course of the breaking down of ancient lava flows or plateaus along parting planes (Báránykő, Bagolykő, Sorkő, Saskő, Gazoskő, etc.).

The talus and terraces occurring in the southern foreland of the Mátra Mountains and in their western foothills may be considered to represent the youngest geomorphological unit. The terraces are composed predominantly of Mátra's different andesitic and dacitic debris formed mainly during the Pleistocene.

## SUBSURFACE GEOLOGY

Our knowledge on the Paleozoic and pre-Paleozoic basement of the mountains is rather deficient. The volcanic activities taken place in Late Eocene and Middle Miocene times produced plenty of enclosed rock fragments unknown in the immediate basement. The known basement of the western Mátra Mountains is constituted by Middle Oligocene clayey marls, whereas that of the eastern Mátra Mountains is Middle Triassic. The basement of the Cserhát, hills adjacent to the Mátra in the west, is made up of micaschists and phyllites which are likely to be present in the basement of the western Mátra as well.

The xenoliths of lava rocks exposed in the abandoned quarries of Mt. Kopasz-hegy at Apc, of Mt. Somlyó to the west of it, still in the vicinity of the same village, and of Mt. Nagyhársas at Jobbágyi, also derive from the afore-mentioned crystalline basement. They scarcely attain 2 to 3 $cm^3$ or so in size.

In the central part of the mountains no metamorphic xenolith has been found. East of the Gyöngyös–Mátraalmás line, among the fragments representing the basement, there are numerous types of granite xenoliths. This testifies to the occurence of a larger granite intrusion beneath the known Middle Triassic geosynclinal sedimentary sequence, to the east of the aforementioned line.

Similarly the pegmatitic marginal zones of granitic intrusions seem to have yielded the quartz inclusions attaining even the size of a child's head and occurring in the quarries of the Csákánykő and Györke-tető near Recsk.

On the basis of examinations under the microscope, the granite inclusions have been partially identified with some varieties of the intrusives of the Gömörides, Czechoslovakia. The xenoliths show a diversified mineralogical composition: there occur even xenoliths of aplitic nature in which orthoclase, plagioclase and quartz are accompanied by sporadic biotite only. In other cases the biotite and hornblende content may attain 8 to 10%: an evidence of the presence of a kind of granodiorite as proved by its chemical composition. The granite and granodiorite xenoliths are of a fist's size or smaller, as a rule.

Of Paleozoic origin are also the arcosic sandstone xenoliths recoverable from the vicinity of the Sóscseri at Parádsasvár, since no rock of this kind has so far been encountered in the Mesozoic bedrock.

## GEOLOGICAL MAKE-UP

### MESOZOIC

a) *Sedimentary rocks*

The Mesozoic of the Mátra is represented by a Middle Triassic geosynclinal sequence. The rocks underlying this are unexplored. The connection of the Upper Permian sequence, known on neighbouring Mt. Darnó, with the Triassic is obscure. The overburden is represented by various rocks: Upper Eocene foraminiferal marls and limestones, biotite-hornblende andesites and pyroclastics in the vicinity of Recsk and Burdigalian sandstones near Puszkakőkút. In key borehole Sirok-1 of purely scientific purpose the Triassic sequence is joined by a diabase complex.

As shown by drilling, the Mesozoic is constituted by calcite-veined, compact limestones, dolomites, sericitized shales, clayey marls, bedded cherts-radiolarites, sandstones and their transitions.

These rock types are frequently silicified due to the Late Eocene post-volcanic influence.

Key borehole Sirok-1 has cut the Triassic sequence in 307.7 m thickness and shown the following distribution:

| | *thickness (m)* | % |
|---|---|---|
| limestones | 172.4 | 56.0 |
| shales | 98.6 | 32.0 |
| clayey marls | 6.0 | 2.0 |
| sandstones | 30.7 | 10.0 |
| | 307.7 | 100.0 |

Average carbonate content of the sequence: 73.8%. The predominant limestones and dolomites show multiple recurrences. The granulometry of the limestones is variable: in the vicinity of Recsk almost coarse-crystalline passages, converted into marble, can even be found occasionally. The carbonate rocks sometimes contain some clay minerals in low quantity: montmorillonite, kaolinite, illite and sericite. These grade into clayey marly or shaly layers. In such cases the $Al_2O_3$ content of the rocks may attain even 6.5%, the $SiO_2$ content 26.0%, the clay mineral content about 33% or so.

Much more diversified are the detrital sediments in which the pelite content is rather high, though also the carbonates may attain 10 to 11%, being mineralogically represented mainly by calcite. Beside the carbonate minerals the main mineralogical components of the detrital rocks are quartz and sericite of different grain size. The clay mineral content of these is consti-

tuted mainly by montmorillonite, less frequently by illite. In some levels sporadical pyroxene, feldspar and chlorite grains have also been recorded.

The quantity of psammites is rather subordinate. Key borehole Sirok-1 has cut sandstones in a thickness of 30.7 m accounting for 10% of the intersected Triassic sequence. The mineralogical composition of sandstones is represented by quartz grains attaining a maximum of half a mm in diametre, tiny muscovite flakes, a few minor feldspar crystals cemented by pelites and partly, carbonates. Bryozoan fragments and cross-sections of foraminifera unsuitable for stratigraphic dating could also be observed in the sandstones. In the vicinity of Recsk the sandstones are even less frequent.

Tectonic breccias including fragments of various rock types of the volcanic formation are frequently observable in the sequence. In one of the breccias exposed by key borehole Sirok-1 the debris of nearby diabases were observed together with detritus of shales, cherts and calcites embedded in a limy cement. Brecciated zones of similarly mixed composition have been cut by deep drilling at Recsk, occasionally at very great depths. These included chalcopyrite and pyrite fragments. The breccious rocks are cemented most frequently by carbonates, sometimes by clay minerals or quartz.

The Triassic sequence — in fact, the diabases too in some places — contains a number of thin siliceous layers in whose formation the silica-yielding final stage of submarine basic volcanism seems to have played a considerable part. No diabase debris and only very unfrequent pelitic material can be found in the siliceous layers. Submarine hot spring activities supplied silica in dissolved form which, in zones unfrequented by deep-sea currents, rendered the water saturated and led to the precipitation of $SiO_2$. The silica precipitate was stained by limonite and hematite. Recrystallized radiolarians can be found in the bedded cherts.

During Late Eocene volcanism the Triassic sedimentary rocks were more or less metamorphosed. In the Recsk area along the contact of the subvolcanic andesitic mass and the limestones or dolomites, various types of skarns such as wollastonite-skarn, grossularite-skarn, andradite-skarn, epidote-skarn, pyroxene- or crocidolite-skarn and marble have been formed. At junctions the carbonates have been locally metamorphosed to such an extent that they may be called grossularite-, epidote- or wollastonite-hornfelses, containing more than 70% of contact-metamorphic minerals. The epidote-hornfels is light pistachio-green, the garnet-hornfelses show different shades of brown, the wollastonite-skarn is snow-white, the anhydrite-skarn being observable in form of light purple nodules and veins. Relics of carbonate minerals can always be identified in skarns and the calcite or dolomite content of these may vary between 5–10% and 50% in dependence on the degree of metamorphism. The chemical composition of the metamorphosed rocks is dependent on the grade of conversion into skarn.

### b) *Igneous rocks*

In the course of Triassic sedimentation basic lava flows of different thickness were produced in several phases by intensive submarine, deep-sea volcanism. Thin shale layers were locally converted into hornfels. The sequence has been intersected in a total thickness of 304.7 m by borehole Sirok-1.

The basic mass includes ten shale or chert layers of different thickness. Here is the percentage distribution of the rocks under consideration:

| | *thickness (m)* | % |
|---|---|---|
| diabase | 267.0 | 87.6 |
| chert | 11.9 | 3.9 |
| shale | 25.6 | 8.5 |
| | 304.7 | 100.0 |

In the inner part of the basic mass a holocrystalline rock body composed mainly of diallage, slightly chloritized, without any groundmass and with plenty of actinolite, was intersected.

The voluminous submarine basic effusions were accompanied by minor intrusions such as the dike hardly 1 m thick occurring in the western part of the Tisztafar-tető; the rock is slightly chloritized. Also intrusive diabasic bodies, sills and apophyses were cut, below 990 m depth, by the afore-mentioned borehole Sirok-1.

The very great diversity of the rocks of the formation under consideration testifies to recurrent effusions taken place under different conditions. On the basis of detailed studies the following rock types can be distinguished:

(1) Plagioclase diabase in which the laths of plagioclase sometimes form a "sheaf-like" structure. The laths vary in length, exceeding a millimetre in extreme cases. Beside plagioclase laths minor chlorite and carbonate patches are also contained in the rock.
(2) Pyroxene diabase, composed of pyroxene and plagioclase laths, some porphyric remnants and carbonate-rimmed pyroxene phenocrysts. It is chloritized or carbonatized.
(3) Holocrystalline gabbro-diabase with altered diallage and plagioclase phenocrysts as well as actinolite aggregates and ilmenite laths.
(4) Varioles in which dark brown spheroids of variolitic texture sit in a groundmass of carbonate.
(5) Amygdaloidal diabase which is identifiable with the first two types, but which contains plenty of amygdules, sometimes attaining several millimetres across, filled with calcite, less frequently with chalcedony, chlorite or zeolite varying between 0.3 and 5.0 mm in size.
(6) A diabase variety, originating from glassy diabase, containing prehnite aggregates and sporadical phenocrysts.

The rock complex is partly metamorphosed in some places. The pyroxene-rich parts are serpentinized, their textural features being faded.

Beside the above, there are several indications suggesting that the complex must have been affected by heavy movements, together with the enclosing geosynclinal sequence. Most of the resulting fissures and cavities are secondarily filled with calcite.

The average chemical composition of the diabase sequence has been presented in Table 1.

A comparison of the average analyses with Daly's averages shows the Mátra samples to be poorer in $SiO_2$ which is compensated by the nearly 7.6%

*Table 1*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 44.55 |
| $TiO_2$ | 2.26 |
| $Al_2O_3$ | 14.72 |
| $Fe_2O_3$ | 4.10 |
| FeO | 6.46 |
| MnO | 0.28 |
| MgO | 6.51 |
| CaO | 8.48 |
| $Na_2O$ | 2.68 |
| $K_2O$ | 1.28 |
| $+H_2O$ | 4.22 |
| $-H_2O$ | 0.58 |
| $CO_2$ | 3.34 |
| $P_2O_5$ | 0.32 |
| S | 0.04 |
| | 99.82 |

carbonate content of the amygdaloidal and carbonate-veined varieties. The $TiO_2$ content in our case is higher, which is justified by the higher ilmenite content. The rocks show a higher oxidation grade. The MgO content falls between those of typical and olivine diabase varieties which can be accounted for by the occurrence, in the Mátra, of both rock types. Despite heavy amygdalization the CaO content is lower due to the fact that the feldspar laths of the almost purely plagioclase-constituted diabases occurring in the formation are more acid than usual. The figure 3.34% $CO_2$ has been obtained as average value which is the result of scattering between 0.64 and 7.60%. The average values have been calculated from the analyses of ten samples. The marked scatter observable is due mainly to time shifts of effusions, secondary alterations and environmental effects.

## TERTIARY

### Eocene Formations

a) *Sedimentary rocks*

In the basement of the Mátra there is a hiatus between the Middle Triassic and the Upper Eocene. The new sedimentation cycle of the Late Eocene transgression produced marly and calcareous sediments with the following rock types:

— basal conglomerates and terrestrial variegated clays
— Lithothamnium–Nummulina limestone
— glauconitic sandstone with andesite debris
— clayey marls (Buda Marl)
— clayey marls (MAJZON's 6th horizon).

These often alternate with one another.

*The basal conglomerates and variegated clays* are known from boreholes Recsk-I and Recsk-II, where they rest immediately on Triassic sediments. Their thickness is 6, resp. 3 m or so. The material of the conglomerates consists predominantly of Triassic rock debris of the immediate footwall.

*The Lithothamnium–Nummulina limestone* was observed in outcrops and deep boreholes. In borehole Rm. 28 it overlies the Triassic with a sharp boundary. Its thickness is 36 m here. It increases east- and northeastwards, for the borehole Recsk-II and Recsk-III cut it in 69.3 m and 60.5 m thickness, respectively; moreover, Recsk-I did so in 98.3 m. The underlying formation is variable, being represented by variegated clays or biotite-hornblende andesites in some points and by the afore-mentioned Middle Triassic elsewhere. It was recorded from the top of Mt. Lahóca as well, though in isolated rags only. In borehole Rm. 7 it overlies biotite-hornblende andesite and alternates with

marls containing andesite debris. It is a biogenic limestone, red-brown in outcrops and grey in boreholes. In 1970 L. VITÁLIS–ZILAHY determined its age as corresponding to the Lower Priabonian.

*Glauconitic sandstones with andesite debris* are known to occur in several minor patches.

*The clayey marls (Buda Marl)* occur in borehole Rm. 28 between pyroclastics of biotite-hornblende andesitic composition, where their thickness is 14.3 m. In borehole Recsk-I and Recsk-II this figure is 48.0 and 27 m, respectively. Its age is Upper Priabonian.

The youngest member of the Upper Eocene is represented again by *clayey marls* (L. MAJZON's 6th horizon). It has been cut in boreholes Recsk-I and Recsk-II in more than 100 m thickness, intervening in a recurrent way, in pyroclastic layers deposited in sea water. Predominant in the southern part of the Upper Eocene area, the clayey marls are absent elsewhere.

### b) *Upper Eocene volcanics*

The oldest intermediate volcanic formation in the Mátra Mountains is the biotite-hornblende andesite cropping out in the vicinity of Recsk–Parádfürdő. Its outcrop is about 25 km$^2$ large, attaining a total of 50 to 55 km$^2$ area with the buried occurrences combined. It is underlain by Upper Eocene Lithothamnium–Nummulina limestone and marl in some places and by Middle Triassic limestones and shales in others.

In the area under consideration the products of *the first volcanic cycle* are submarine lava flows and pyroclastics (Rm. 28). The lava flows are represented by biotite-hornblende andesite, partially chloritized and sericitized. The pyroclastics are constituted by tuffs, tuffites and agglomerates. The essential mineral is plagioclase of mostly andesine- or labradorite composition. The crystals average 1 to 5 mm in size. The quartz content is very low; in fact, it is frequently absent. The mafic phenocrysts are represented by occassionally chloritized lath-shaped biotite and hornblende-crystals, broken or intact. These crystals may reach 1 cm in length.

*The second volcanic cycle* is represented by a stratovolcanic formation, in a submarine or terrestrial environment. Its thickness attains several hundred metres, as shown by deep drilling. It consists of lava flows of 20 to 40 m thickness and interbedded layers of agglomerates, lapilli tuffs and tuffites. Judging by the present-day morphology of the area, its eruption must have taken place in at least 3 or 4 craters or along 2 or 3 fissures.

The mineralogical composition of the rocks of the stratovolcanic formation too show the predominance of plagioclase phenocrysts of labradoritic composition with frequently observable zoning and twinning. The size of the phenocrysts is 2 to 4 mm, less frequently even more. Of the mafic components the green hornblende crystals are frequent, sometimes showing some opacitic or chloritic alteration. Flakes of biotite occur in sizes similar to those of hornblende, being occasionally chlorite-rimmed. Between the mafic constituents some minor pyroxene aggregates consisting of tiny crystals occur sporadically, mainly in the rocks of Mt. Lahóca and Mt. Kanázsvár. Quartz content is very subordinate, though the rocks of some western localities even used to be referred to as dacite on account of local concentration peaks of quartz.

Most characteristic of the deuteric alterations of the products of the second volcanic phase are sericitization and argillization, where the entire feldspar- and glass content of the rocks has been completely sericitized and argillized. As shown by DT analyses, both

kaolinite and montmorillonite are present, and even illite is abundant. The degree of alteration is sometimes so high, that the texture and primary minerals of the rock have changed beyond recognition.

Argillization is almost always accompanied by hydrothermal silicification. Silicification sometimes displaces pre-existing clay mineral spots, every cavity and fissure being filled with quartz of different grain size. In extreme cases, the altered rock may be considered to represent a "quartzolite". A significant alteration, often connected with the former, is potash metasomatism when the $K_2O$ content of the rock increases to 4—5, in extreme cases even 10, percent. In this last-mentioned case all the other components are leached, just silica is preserved.

In the northern and eastern parts of the territory some secondary carbonatization can also be observed. Viewed under the microscope, this is represented mainly by limonite-stained pseudomorphs after hornblende accompanied, less frequently, by calcite veinlets and bulbs and carbonate infiltration.

Chloritization is subordinate, though the wall rock of ore-mineralized stocks is frequently altered into propylite. Mineralogically, it is manifested by the formation of antigorite and pennine.

Pyritization, if any, can be observed again around ore stocks or veins or along potential feeding channels of hydrotherms.

*The third volcanic cycle* cannot be separated from the second, as its rocks are solely of subvolcanic occurrence. The only difference between the two formations is reflected by their degree of crystallinity. Consolidated underground, the formation is coarse-porphyric, in fact holocrystalline over some intervals. It is coarse plagioclase phenocrysts that predominate in its composition, sometimes attaining 0.6 to 1.0 cm size. Feldspars are represented by labradorite and andesine. The rock is poor in mafic components, containing just sporadical aggregates of Na-hornblende of dark colour.

Porphyric andesite contains a porphyric copper formation with pyrite and chalcopyrite. Ore mineralization occurs in the middle part of the andesitic body grading into contact metamorphic or skarn formation towards the margins.

The products of *the fourth volcanic cycle* of the area are altered hornblende andesitic apophyses, dikes or minor subvolcanic bodies. Their secondary alteration is represented by chloritization and clay mineralization. The feldspar phenocrysts are albite-twinned plagioclases of andesine and labradorite composition, 2 to 4 mm in size. The exact geological age of the rock is unknown, but it must be younger than the former, forming fresh intrusions into the Upper Eocene volcanic formation. No distinct contact with Oligocene sediments could be found.

The "endoskarn" rocks occurring on the borders of subvolcanic bodies may be considered to be a separate group in which the essential components are of volcanic origin, but the mineral assemblage was influenced by the partial fusion of marginal calcareous–dolomitic–clayey sediments. In such cases plagioclase phenocrysts are often accompanied by hedenbergite aggregates and andradite crystals. The origin of these "endoskarn" and "exoskarn" rock types could not yet be cleared.

The average chemical composition of the Upper Eocene volcanics has been presented in Table 2.

An analysis of these figures has led to the following conclusions:

— All rock types have a high $CO_2$ content considered to be due to partial fusion of the calcareous-dolomitic environment and to the high $CO_2$ content of post-volcanic hydrous solutions.

— Partial gravitational differentiation must have taken place still underground, in the depth, as evidenced by the higher MgO content of the deeper-sited rock bodies, manifested, in turn, by the predominance of hornblende in the mineralogical composition (analyses 3, 6).
— The stratovolcanic rocks have been affected by partial potash metasomatism after being consolidated, a phenomenon manifested by values of $K_2O$ similar to, or higher than, those of $Na_2O$ (analyses 1, 2, 4).
— In analyses 2, 4 and 5 the values of CaO are lower than necessary for binding $CO_2$. This suggests that the carbonate minerals of the rock are represented, beside calcite, by dolomite and siderite.
— The high $SO_3$ of analysis 3 is due to the presence of anhydrite and barite in the cavities and fissures of the rock.

*Table 2*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 57.27 | 52.61 | 52.79 | 57.15 | 52.98 | 52.49 |
| $TiO_2$ | 0.58 | 0.66 | 0.29 | 0.46 | 0.31 | 2.05 |
| $Al_2O_3$ | 18.05 | 17.35 | 12.02 | 14.22 | 15.63 | 17.31 |
| $Fe_2O_3$ | 3.25 | 2.79 | 4.19 | 2.22 | 1.20 | 2.85 |
| FeO | 1.85 | 2.33 | 1.79 | 2.42 | 2.68 | 3.87 |
| MnO | 0.10 | 0.14 | 0.23 | 0.13 | 0.09 | 0.11 |
| MgO | 1.91 | 2.28 | 4.72 | 2.47 | 2.52 | 3.89 |
| CaO | 6.09 | 6.53 | 8.25 | 5.99 | 6.79 | 9.30 |
| $Na_2O$ | 2.63 | 2.44 | 0.98 | 1.37 | 2.84 | 2.68 |
| $K_2O$ | 2.30 | 2.32 | 1.77 | 2.11 | 1.68 | 1.00 |
| $+H_2O$ | 2.73 | 3.19 | 3.85 | 3.39 | 2.87 | 2.08 |
| $-H_2O$ | 0.98 | 0.98 | 0.71 | 0.93 | 0.88 | 0.16 |
| $CO_2$ | 2.15 | 5.42 | 3.08 | 6.84 | 8.43 | 1.65 |
| $P_2O_5$ | 0.19 | 0.17 | 0.15 | 0.16 | 0.15 | 0.20 |
| S | 0 | 1.81 | 3.30 | 1.65 | 1.13 | 0.98 |
| $SO_3$ | 0 | 0.40 | 3.59 | 0 | 0.08 | 0 |
| | 100.08 | 101.42 | 101.71 | 101.51 | 100.26 | 100.62 |
| $-O$ | | 0.91 | 1.65 | 0.83 | 0.56 | 0.49 |
| | 100.08 | 100.51 | 100.06 | 100.68 | 99.70 | 100.13 |

1. Biotite-hornblende andesite exposed.
2. Biotite-hornblende andesite cut by drilling (second cycle).
3. Biotite-hornblende andesitic apophyses in Triassic country rock.
4. Biotite-hornblende andesitic tuff.
5. Andesitic tuffite.
6. Fresh hornblende andesite (fourth cycle).

## Oligocene Formations

Oligocene rocks are known to occur in the northeastern, northern and northwestern foothills of the Mátra Mountains, being still unexplored in the basement of Mátra's bulk.

### *Lattorfian*

The Lattorfian is constituted by shales and siliceous sandstones. Its faunal assemblage is poor: just a few plant and fish remnants have been encountered.

*Rupelian*

The Rupelian is represented by foraminiferal clayey marls of great thickness, with interbedded sandy layers and sporadic tuff stringers.

The mineralogical composition of the sandy interlayers shows the preminance of quartz grains 0.5 to 1.0 mm in diametre, small muscovite flakes, and crystals of garnet, kyanite, staurolite and zoisite. Sporadically occurring glauconite grains can also be observed, getting more and more frequent upwards in the profile. The thickness of the Rupelian varies between 600 m in the west and 300 m or so in the east.

*Chattian*

The Chattian sequence has developed gradually from the sandy clayey marl sequence of the Rupelian. It is characterized by a gradual increase in sand content, the uppermost member being gravelly already (Parádóhuta). Glauconite is very frequent in its mineralogical composition. The faunal assemblage is shabby. The thickness of the Chattian varies from 400–450 m in the western basement of the Mátra to 50–200 m in the east.

## Miocene Formations

*Burdigalian (Eggenburgian)*

The base of the Burdigalian (Eggenburgian) is constituted by marine, shallow-water sands, gravels and conglomerates with interbedded Ostrea layers. The rock is often cemented by limonitic or siliceous material of descendent solutions. These sediments are exposed at the Huns' Grave to the northeast of the mountains.

Of abrasional origin, the conglomerates (Textfig. 32) are constituted by quartz, opal, lydite, chert, in smaller measure by micaschist, quartzite and Triassic shale and radiolarite pebbles.

The upper member of the Burdigalian is composed of terrestrial variegated clays of red, purple or brown colour. Their thickness is scarcely more than 10 m. In some places gravelly layers or lenses are interbedded.

*Helvetian (Ottnangian)*

Pumiceous Lower Rhyolitic Tuff

Key horizon in the basement of the mountains is a light grey or white pumiceous rhyolitic tuff. (In the Hungarian geological literature it is referred to as Lower Rhyolitic Tuff.) It is wide-spread beyond the boundaries of the mountains as well, covering an area of approximately 6000 km$^2$.

The formation varies in thickness, a phenomenon due partly to differential accumulation, partly to volcanotectonic causes. Neither coarse agglomerate, nor lava product is known to be associated with it. Therefore it was supposed to have burst out along a large "rift structure" — rather than from a monovolcanic centre (G. Pantó 1965b) — the eruption foci being unknown.

Genetically, it can be split up into three parts:

*The lowermost part* is thin-bedded, of subaquatic accumulation, sometimes mixed with material from subjacent sediments (Textfig. 33).

*In the middle part* the bulk of the formation is made up of subaerial rhyolitic- and pumiceous lapilli and xenoliths such as granite, granodiorite, diabase and arcosic sandstone.

*The upper part* is redeposited, locally fossiliferous.

*Table 3*

| | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 59.02 | 71.23 | 69.23 |
| $TiO_2$ | 0.07 | 0.22 | 0.32 |
| $Al_2O_3$ | 12.46 | 13.99 | 15.93 |
| $Fe_2O_3$ | 1.08 | 0.41 | 1.33 |
| FeO | 1.44 | 0.35 | 0.89 |
| MnO | 0.12 | 0.03 | 0.03 |
| MgO | 0.58 | 0.37 | 0.76 |
| CaO | 9.32 | 2.50 | 2.98 |
| $Na_2O$ | 0.70 | 1.03 | 2.63 |
| $K_2O$ | 4.18 | 5.47 | 2.07 |
| $+H_2O$ | 2.97 | 3.12 | 2.12 |
| $-H_2O$ | 0.70 | 1.33 | 1.09 |
| $CO_2$ | 7.45 | 0.06 | 0.06 |
| $P_2O_5$ | 0.04 | 0.04 | 0.03 |
| | 100.13 | 100.15 | 99.47 |
| S | | | 0.58 |
| | | | 100.05 |

1. Rhyolitic tuff of subaquatic accumulation.
2. Rhyolitic tuff of subaerial accumulation.
3. Redeposited rhyolitic tuff.

The mineralogical composition of the pyroclastic blanket corresponds to the rhyolitic nature. Its essential minerals are plagioclases of oligoclase and andesine composition and quartz of equal quantity, sometimes heavily resorbed. The mafic components are represented by biotite and hornblende. The former is characterized by slight deformation and chloritization, the latter by opacitic alteration and frequent fragmentation. Some biotite crystals enclose zircon inclusions. The younger andesitic dikes, which have intruded into the formation, have produced petrographically interesting transitional and metamorphosed varieties. The chemical characteristics of such contact phenomena are illustrated by the analyses to be presented in the detailed discussion of the formation. Such rock types show up a wide scatter from the petrochemical viewpoint which may be explained by the different mineralogical composition of the various horizons. Nota bene, both quartz-poor and quartz-rich parts are known to occur within the formation which may significantly influence the chemical analyses.

Fresh or slightly altered, the rhyolitic tuffs show too a varied chemical composition. The chemical analyses have been given in Table 3.

The carbonate content of the subaquatic tuff accumulations may locally attain even 15 to 17%.

## Coal-bearing sequence

The coal-bearing sequence in the region of Nagybátony includes two seams. The irregular surface of the Lower Rhyolitic Tuff is overlain by grey expanding clays and fine-grained, siliceous sandstones. What follows above these is Coal-Seam II of 80 to 100 cm thickness with interbedded sandy clays. Represented by lignite of "brown-coal" type, it is overlain by a maximum of 3 m of bituminous, pyritized and sandy shales, followed by 18 to 22 m of clays and then by Coal-Seam I of 1 to 3 m thickness.

Coal-Seam I is overlain by a maximum of 20 cm of clays "with traces of animal activity or Teredo fossils".

## *Helvetian (Carpathian)*

The Upper Helvetian (Carpathian) sequence is constituted by Chlamys sandstones and clayey-marly siltstones (Schlier sequence). In the northwestern foothills of the Mátra the Schlier sequence even may exceed 500 m in thickness being reduced to 106 m or so in the east. The carbonate content is 20 to 25%.

The uppermost beds of the sequence already carry some finer-grained pyroclastic material of the Late Helvetian submarine volcanism whose share in some tuffite layers is as high as 50%.

### *Helvetian volcanism*

Helvetian submarine volcanism plays an important role in the constitution of Mátra's basement. As evidenced by drilling in the western part of the Mátra, the thickness of the stratovolcanic formation varies between 30 and 40 m. The volcanism started in Mátra's western sector and its area of activity spread eastwards up to the Galya-tető–Gyöngyösoroszi line, though lapilli- and air-fall tuff accumulations can be encountered even on Mátra's eastern boundary (borehole Verpelét-1, Aszó valley).

The distribution of the products of effusion and explosion in the stratovolcanic formation is variable. In the sequence of Jobbágyi the share of effusive products is 52%, in borehole Gyöngyösoroszi-2 it is 44%, decreasing gradually to the east, to show then a total absence in the central Mátra Mountains, being replaced by explosive materials there. At the base of the formation there is a high grade of mixing with the subjacent marly siltstones, where the share of volcanic matter may justify one to call the rock either tuffaceous marl or marly tuffite, following the cases.

The chemical composition of the Upper Helvetian submarine volcanics is similar to that of the subsequent stratovolcanic sequence, though halmyrolitic decomposition in this case has led to a higher degree of heterogeneity. Based on 20 analyses, the average composition of the rock of the formation has been shown in Table 4.

Accordingly, in terms of RITTMANN's petrochemical classification, the rock is "labradorite rhyodacite", as heavy argillization and low-grade silicification have resulted in a more acid character of the formation than might be expected on the basis of mineralogical composition.

*Table 4*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 55.36 |
| $TiO_2$ | 0.91 |
| $Al_2O_3$ | 18.92 |
| $Fe_2O_3$ | 3.68 |
| FeO | 3.00 |
| MnO | 0.14 |
| MgO | 1.63 |
| CaO | 7.27 |
| $Na_2O$ | 2.54 |
| $K_2O$ | 2.16 |
| $+H_2O$ | 2.52 |
| $-H_2O$ | 1.43 |
| $CO_2$ | 0.20 |
| $P_2O_5$ | 0.26 |
| | 100.02 |

*Table 5*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 67.01 |
| $TiO_2$ | 0.37 |
| $Al_2O_3$ | 14.87 |
| $Fe_2O_3$ | 1.45 |
| FeO | 0.72 |
| MnO | 0.04 |
| MgO | 0.84 |
| CaO | 3.32 |
| $Na_2O$ | 2.56 |
| $K_2O$ | 3.56 |
| $+H_2O$ | 2.82 |
| $-H_2O$ | 1.90 |
| $CO_2$ | 0.41 |
| $P_2O_5$ | 0.16 |
| S | 0.01 |
| | 100.04 |

*Table 6*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 65.34 |
| $TiO_2$ | 0.33 |
| $Al_2O_3$ | 15.52 |
| $Fe_2O_3$ | 4.23 |
| FeO | 0.75 |
| MnO | 0.10 |
| MgO | 0.60 |
| CaO | 3.43 |
| $Na_2O$ | 2.39 |
| $K_2O$ | 3.47 |
| $+H_2O$ | 2.07 |
| $-H_2O$ | 1.59 |
| $CO_2$ | 0.09 |
| $P_2O_5$ | 0.16 |
| C org. | 0.02 |
| | 99.89 |

*Tortonian (Badenian)*

Pumiceous dacitic tuff

This formation is the second pyroclastic blanket known in Miocene stratigraphy. The dacitic tuffs under consideration are referred to as Middle Rhyolitic Tuff in the Hungarian geological literature. They resemble much to the Lower Rhyolitic Tuff, being mineralogically less basic than this. The dacitic tuff blanket covers nationally a total area of 25 to 30 thousand square kilometres, of which about 600 $km^2$ is shared by the Mátra Mountains. The thickness varies between 20 and 200 m in dependence on the relief of the contemporaneous land surface.

Genetically and mineralogically, two facies can be distinguished.

One type is the pumiceous dacitic tuff whose essential mineral is twinned and zoned plagioclase, mostly andesine, in composition. The quartz content, if any, is very low. The mafic components are represented by deformed and slightly altered biotite and broken hornblende crystals. Sometimes, the ferruginous components are partially leached. Among the particles of the rock it is pumice that predominates, occasionally in deformed lapilli. Lapilli of dacitic nature are unfrequent; andesitic lapilli torn off the subjacent andesite formation are available in almost the same quantity.

The second type is represented by flood tuffs (ignimbrites) constituting the smaller part of the formation. Their essential minerals agree with those of the former, but the mafic components are more heavily opacitized; in the finer fractions the curved glass shards take over the role of air-fall dust, and spherulitic spots of peculiar form have developed in the almost totally glassy groundmass, sometimes being limonite-stained.

Genetically, the formation is ascribed to be the products of rift explosion activities, though the exact lines of the rift or volcanic fissures are unknown. Proximity of active volcanic fissures is evidenced by the multitude of slightly silicified bombs, the size of a head, encountered in the eastern Mátra and the predominance of welded, ignimbritic, varieties there.

The dacitic tuff varieties show a very diversified chemical composition, secondary silicification may increase the $SiO_2$ content. The $SiO_2$ in the samples varies between 63 and 70%. The average composition of the samples analyzed and examined from the mountains has been shown in Table 5.

According to the average composition obtained for the Mátra as a whole, the rock has proved to be "quartz-latite" in RITTMANN's classification. If compared to DALY's averages, these slightly silicified and potash-metasomatized rock varieties represent, in their present state, terms of transition from dacite to trachyte or latite, respectively.

In the northern foothills of the eastern Mátra's main ridge, dacitic plug cones or domes can be found. The active fissures or craters of dacitic volcanism may have lain in the presently buried southern extension of the Mátra.

Dacitic lava and the dacitic bombs occurring in the dacitic tuffs show the same mineralogical composition as the dacitic tuffs. Deuteric recrystallization could often be observed in the texture of the bombs.

No substantial difference has manifested itself in the chemical composition. The averages of the 7 analyzed samples are shown in Table 6.

As evident from the analyses, the rocks underwent partial oxidation. If the average composition be compared to DALY's values, it will be seen that

our samples are poorer in MgO and richer in $K_2O$. DALY's average for $K_2O/Na_2O$ is 0.67, that of the Mátra samples being 1.45. These have been found to correspond either to the "quartz–latite" or "labradorite–rhyodacite" of RITTMANN's petrochemical classification.

## Stratovolcanic Leucocratic and Pyroxene Andesite Formation

The bulk of the positive volcanic superstructure of the Mátra Mountains is made up of Tortonian explosive and effusive products. The thickness of the formation in Mátra's western sector exceeds the 1000 m figure, scarcely attaining 500 m in the east. Thus in the west there may have existed a greater, in the east a smaller number of explosive and effusive craters or active volcanic fissures. On the basis of drilling information, calculations were made in order to assess, at least approximately, the order of magnitude of the erupted mass. According to these calculations, the volume of the erupted materials may have been 80 cubic miles or so, of which approximately 18 to 20 cubic miles have been removed by erosion, mainly into the marine basin of the southern foreland, where a part of that material is still available in the tuffites and tuffaceous sediments.

The 60 to 62 cubic miles of volcanic rock presently available can be split up genetically into three groups:

- *lava rocks* or different features and composition
- *tuffs, volcanic breccias and agglomerates* produced by explosive activities
- *lava-cemented agglomerates and breccias* in which the pyroclastics of previous explosions have been cemented by melts of different viscosity.

Quantitative distribution of the various rock types as shown by drilling: lava rocks 49.8%, explosive products 37.8%, lava agglomerates 12.4%.

The lava rocks are very diversified. The development of each type has depended on the viscosity of the lava, its chemical composition, the volume of the effusive lava, the site of solidification, its rate, the morphology of the environment and its petrographic characteristics. With a view to these factors, the following subgroups have been distinguished: fine-grained, medium-grained, coarse-grained, vesicular, scoriaceous, amygdaloidal, fluidal and porous or cellular rocks.

The Middle Stratovolcanic Formation is composed of mineralogically different rocks. The rocks making up the mountain's bulk are pyroxene andesites in which, beside purely augite- or pyroxene andesites, these two varieties can be observed to form transitional members in all possible ratios. Beside these there are minor quantities of biotite-pyroxene andesites, bronzite andesites and leucoandesites devoid of any mafic constituents. In some cases one or two olivine crystals were also encountered in the augite andesite of more basic composition.

The lava products were subject to deuteric effects during and after volcanism. In the course of these processes the individual rock types were altered partly or totally, occasionally to the point that the original mineralogical constituents of the rock are unidentifiable.

Types of alterations:

*Oxidative* alterations: fumarolic effects, autooxidative hematitization, contact oxidative changes, oxidation due to weathering, limonitization.

Alterations by *silica:* rocks with opal, chalcedony and tridymite fillings, regionally silicified products.

Alterations due to *hydration:* sericitization, hydrothermal argillization, halmyrolitic argillization.

*Chloritic* alterations: chloritization of pyroxenes, uralitization, serpentinization.

*Carbonatization.*

*Pyritizational changes.*

*Biotitization.*

*Potash metasomatism.*

Relying on the above classification the present writers have discussed the Middle Stratovolcanic Formation in the following order:

A) Fine-grained rock varieties:
   a) Leucoandesites:
      a/1. fresh leucoandesite,
      a/2. fumarole-oxidized leucoandesite,
      a/3. fumarole-oxidized and silicified leucoandesite,
      a/4. fresh, vesicular leucoandesite,
      a/5. fumarole-oxidized vesicular leucoandesite.
   b) Pyroxene andesites:
      b/1. fresh pyroxene andesite,
      b/2. vesicular pyroxene andesite.

B) Medium-grained rock varieties:
   a) Pyroxene andesites:
      a/1. fresh augite- or hypersthene andesite,
      a/2. vesicular pyroxene andesite,
      a/3. scoriaceous pyroxene andesite,
      a/4. amygdaloidal pyroxene andesite,
      a/5. pyroxene andesite of fluidal texture,
      a/6. fumarole-oxidized pyroxene andesite,
      a/7. auto-oxidized pyroxene andesite,
      a/8. contact pyroxene andesite,
      a/9. silicified pyroxene andesite,
      a/10. sericitized pyroxene andesite,
      a/11. argillized pyroxene andesite,
      a/12. chloritized pyroxene andesite,
      a/13. uralitized pyroxene andesite,
      a/14. carbonatized pyroxene andesite,
      a/15. pyritized pyroxene andesite,
      a/16. potash-metasomatized pyroxene andesite,
      a/17. biotite-piroxene andesite,
      a/18. secondarily biotitized pyroxene andesite.

C) Coarse-grained rock varieties:
   a) Pyroxene andesites:
      a/1. fresh pyroxene andesite,
      a/2. vesicular pyroxene andesite,
      a/3. amygdaloidal pyroxene andesite,
      a/4. fumarole-oxidized pyroxene andesite,
      a/5. pyroxene andesite with carbonate.

D) Volcanoclastic rocks.

E) Lava agglomerates and lava breccias.

F) Enclaves of initial acid pyroclastics.

G) K-trachyte and K-rich rocks.

H) Products of geysers and hot springs, and limnoquartzite.

It should be noted that the above rock varieties and subvarieties occur usually intermingled, forming complex alteration products such as the uralitization almost always combined with heavy carbonatization and argillization. Fumarolic oxidation is often accompanied by silicification; in hydrothermally altered rocks pyritization, argillization and silicification, in fact, occasionally even carbonatization, occur all combined.

## A) FINE-GRAINED ROCK VARIETIES

The lava products of this category have been divided into two subgrounds: a) leucocratic rocks and b) pyroxene-containing rocks.

### a) Leucoandesites

*a/1. Fresh leucoandesite*

Fresh leucoandesites can be found mainly in the western part of the Mátra Mountains. Their granulometric pattern is invisible to the unaided eye. According to examinations under the microscope, they are composed of feldspar microlites, mostly 40 to 60 $\mu$ in length, with minor interstitial glass, one or two phenocrysts of plagioclase. 5- to 10-micron magnetite grains sit in the glassy interstitial matrix.

*a/2. Leucoandesite oxidized by fumarolic activity*

In the afore-mentioned rock mass some hematitic stain can be observed, locally, along hair cracks; if the system of cracks is dense, the entire rock is of vivid-red or purple colour to the naked eye. Hematitic patches are due to partial or complete decomposition of magnetite. Hematite has occasionally impregnated the whole groundmass. Subsequent fumarolic action led to redissolution of iron, the original texture being recognizable in such cases.

*a/3. Leucoandesite oxidized and silicified by fumarolic activity*

Upon fumarolic effect the rock variety under consideration has been both oxidized and silicified, having a dark red colour in such cases. Under the microscope, its texture is difficult to recognize because of heavy hematitization. The cracks occasionally carry white or light blue opal- or chalcedony-filling. The rock variety can sometimes be found in laminated form as well.

*a/4. Fresh, vesicular leucoandesite*

The fresh, vesicular leucoandesite seems to be the product of a gas-rich lava flow. The inner walls of the vesicles are lined by yellow or white silica, but the rock matter itself does not show the trace of any silicification. The lining silica substance is composed mainly of colourless opal and fibrous chalcedony.

Occasionally, the vesicles are elongate in accordance with the direction of the lava flow; in such cases, the structure of the rock becomes tubular (Text-fig. 48).

*a/5. Vesicular leucoandesite oxidized and silicified by fumarolic activity*

The rock under consideration owes its oxidation to occasional fumarolic activity. Genetically, this cannot be considered to represent a separate subvariety, as it may represent the marginal parts of a/3. Because of the total decomposition of its magnetite content, the rock in polarized light, is completely opaque, just the chalcedony lining the walls of the vesicles shows some anisotropy.

b) Pyroxene andesites

*b/1. Fresh pyroxene andesite*

Fresh pyroxene andesite can only be found in a minor lava spur or dike. Its grain size is similar to the former, but, as shown by microscope, it contains various quantities of pyroxene phenocrysts which are always smaller than 1 mm.

*b/2. Vesicular, oxidized and silicified pyroxene andesites*

The second variety of the mafic group of fine-grained andesites is a rock type of vesicular structure, more or less oxidized or silicified. This too is just a variety which cannot be considered to be the product of a separate

*Table 7*

| | a/1 | a/2 | a/3 | a/4 | a/5 | b/1 | b/2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 54.26 | 54.88 | 59.72 | 55.23 | 67.71 | 57.31 | 58.80 |
| $TiO_2$ | 1.01 | 0.61 | 0.69 | 1.52 | 0.49 | 0.90 | 1.38 |
| $Al_2O_3$ | 18.06 | 17.59 | 16.16 | 15.41 | 13.92 | 17.82 | 16.21 |
| $Fe_2O_3$ | 3.61 | 5.80 | 9.44 | 4.24 | 5.06 | 2.40 | 8.06 |
| FeO | 4.18 | 3.41 | 0.22 | 4.99 | 0.40 | 4.60 | 0.81 |
| MnO | 0.29 | 0.44 | 0.44 | 0.53 | 0.31 | 0.16 | 0.11 |
| MgO | 2.41 | 2.21 | 1.21 | 4.37 | 0.50 | 3.16 | 0.56 |
| CaO | 8.06 | 8.40 | 5.49 | 5.86 | 3.67 | 7.23 | 5.00 |
| $Na_2O$ | 2.78 | 3.20 | 2.79 | 2.65 | 2.30 | 2.67 | 3.26 |
| $K_2O$ | 2.38 | 2.16 | 2.17 | 2.60 | 2.16 | 1.91 | 2.75 |
| $+H_2O$ | 1.57 | 0.40 | 1.21 | 1.83 | 2.39 | 1.09 | 1.74 |
| $-H_2O$ | 0.83 | 0.77 | 0.56 | 0.75 | 1.25 | 0.75 | 1.66 |
| $CO_2$ | 0.53 | 0.17 | 0.08 | 0.14 | 0.12 | 0.09 | trace |
| $P_2O_5$ | 0.18 | 0.15 | 0.18 | 0.29 | 0.15 | 0.16 | 0.25 |
| | 100.15 | 100.19 | 100.36 | 100.41 | 100.43 | 100.25 | 100.59 |

RITTMANN's petrochemical classification:

a/1. labradorite trachyandesite
a/2. trachyandesite
a/3. labradorite rhyodacite
a/4. trachyandesite
a/5. labradorite rhyodacite
b/1. labradorite rhyodacite
b/2. rhyodacite

volcanic phase. The inner walls of the vesicles are lined here too by chalcedony, by an opalous-siliceous crust. In the fresher varieties the smaller phenocrysts are represented by twinned plagioclase, augite and, less frequently, by hypersthene. In the interstices of the plagioclase laths of the groundmass, disseminated magnetite, 10 $\mu$ in diametre, can be observed.

The average chemical composition of the individual rock groups and subgroups and their belonging to RITTMANN's petrochemical classification have been examined, too (see Table 7). The large-scale shifts in the chemical composition of the rocks may be ascribed to post-volcanic effects. For instance, the heavily altered rocks often show a rhyolitic or rhyodacitic chemical composition; accordingly, the degree of secondary alterations should always be taken into consideration whenever the rocks are evaluated in respect of their composition. The averages readily illustrate the heavy oxidation during which most of FeO has altered into hematite (a/3 and a/5). Secondary silicification is particularly significant in types a/3 and a/5. In the case of type a/5 the silicification is so advanced that some minor fractions of some components have been replaced by silica. Also, silicification appears to be responsible for the "rhyodacitic" nature observable, if RITTMANN's classification is relied upon. It should be noted that the analyzed samples of vesicular pyroxene andesite showed in all of the cases a high degree of oxidative changes, as shown, eloquently enough, by the average values. During partial replacements, CaO and MgO did also decrease considerably in the altered rocks.

## B) MEDIUM-GRAINED ROCK VARIETIES

This group of rocks accounts for 75 to 85% of the Middle Stratovolcanic Formation. Showing a diversified development and different forms and degrees of alteration, the rocks can be explained genetically by the effusive and explosive activities of several minor craters. The grain-size of the rock varieties is visible even to the naked eye quite distinctly, but the size of the phenocrysts does not exceed 2.0 or 2.5 mm. On the basis of secondary alterations and structural characteristics, the rocks have been divided into 18 subgroups. It should be noted that two or more alterations or changes are often manifested in one and the same sample. In such cases, the heavier alterations have been given preference in classifying the rocks under consideration.

### a) Pyroxene andesites

*a/1. Fresh augite or hypersthene andesites*

The fresh varieties of the medium-grained group occur almost in the whole Mátra, forming masses of different size, lava flow portions or, eventually, minor subvolcanic bodies. Essential mineralogical components: twinned or, less frequently, zoned plagioclase, labradorite, in most of the cases; less frequently andesine, hypersthene without any inclusion or with magnetite inclusions (in some crystals rich in Mg), augite crystals (sometimes showing a lamellar twinning). In the groundmass magnetite grains of varying abundance, 5 to 10 $\mu$ in size, can be recognized. They have a pilotaxitic, hyalopilitic or glassy texture.

*a/2. Vesicular pyroxene andesite*

The chief role in the genesis of vesicular pyroxene andesites was played by water, vapour and occasionally by the own gas content of the lava; hence their smaller volume. The inflow of water led in most of the cases to a vesicular

structure, hence the abundance of this in the Mátra. The mineralogical composition of the vesicular rocks is the same as that of the fresh rocks, but it can be observed, that the feldspar laths surrounding the vesicles show a fluidal orientation. This orientation is sometimes adopted by the columnar phenocrysts themselves. The vesicles of more viscous lava flows have become elongate in accordance with the flow, in fact they have obtained a tubular structure.

*a/3. Scoriaceous pyroxene andesite*

The scoriaceous rock debris occurring in the Mátra are for the most part bombs and rags of agglomerates, as the scoria crust on top of the lava flows has been eroded now in most of the cases. A remarkable feature of these products is the high-grade decrease of gravimetric density sometimes attaining even 40 to 50%. The gravimetric density decrease of the scoria crust of the lava flows is 10 to 20% at the most. Their mineralogical composition is the same as that of the former, though the groundmass is glassy in the majority of the cases.

*a/4. Amygdaloidal pyroxene andesite*

Its genesis is the same as that of the vesicular rocks, the only difference being that the ready vesicles are filled, partly or completely, by calcite or chalcedony. Its genesis is explained by subaquatic effusion of lava flows in most of the cases. The amygdule-fillings may vary in size between 1–2 mm and 1.0 to 1.5 cm. The rock shows the same mineralogical composition as the vesicular varieties, though often considerably carbonatized.

*a/5. Pyroxene andesite of fluidal texture*

Well-identifiable fluidal tectures could be found most frequently in transitional rock types of medium viscosity. In such cases both phenocrysts and microlites are oriented according to the direction of flow. Beside the larger crystals plenty of small inclusions occur in the rocks, having been incorporated by the viscous lava flow that picked them up as debris. The fluidal rocks are sometimes banked, their bands being often different in thickness and colour.

*a/6. Pyroxene andesite oxidized by fumarolic activity*

Ascending via the fissures and cavities in the rocks, the vapours turn magnetite into hematite, hence the different shades of red displayed by the rock colour. The iron dissolved by the vapours will occasionally be infiltrated across the cracks of phenocrysts too, and these are stained by it. In such cases the mafic components are altered beyond recognition. The magnetite contained in the rock is completely altered in the majority of the cases. Oxidations seemingly due to such fumarolic effects can be observed in recent volcanoes as well, e.g. in the characteristic red stain of the margins of the craters of volcanoes that have slept for centuries. The mineralogical components are sometimes still recognizable, but they show a marked alteration in all of the cases. Their extension is often restricted to single craters or to such areas where other minerals formed by fumarolic activity can also be recognized.

*a/7. Auto-oxidized pyroxene andesites*

The alterations by oxidation in these rocks are more homogeneous (e.g. it is not the phenocrysts that are stained by the dissolved iron, but the glass matrix of the rock, in which fresh feldspar and hypersthene phenocrysts are embedded). Genetically, they are explained by the following mechanism: a still hot lava flow was buried by fine-grained pyroclastics and, thus being damped, the magnetite and pyroxene of the lava itself was altered and the iron converted into hematite. In such cases the staining is more uniform. These rock varieties occur only in deeper levels. Their mineralogical composition is similar to that of the fresh rocks. Hypersthene phenocrysts rimmed by pigeonite crystals can often be observed to occur. Because of the unequal staining the groundmass of the rock has become opaque; in reflected light, hematite scales can be recognized.

*a/8. "Transvaporised" pyroxene andesite*

Along the contact of the gleaming lava flow and the wet pyroclastics or sediments different degrees of contact phenomena are observable. Such processes occur not only in the adjoining pyroclastics or sediments, but the vapour evolving at the moment of getting in contact will lead to a slight oxidation on the margin of the lava mass too, which is mineralogically similar to the changes induced by fumarolic effect. They are referred to as transvaporisation by some authors. The process enhances mainly the alteration of mafic components and accessory magnetite.

*a/9. Silicified pyroxene andesite*

One of the characteristic alterations of the rocks is secondary silicification known to be represented by two varieties in the Mátra area. One is the case when the common minerals of the rock are joined by tridymite, opal and chalcedony patches increasing the $SiO_2$ content of the rock; the chemical composition sometimes becomes dacitic or rhyodacitic. The other case is when post-volcanic vapours and solutions carry up large quantities of silica which are bound by the partly decomposed rocks. In the latter case the original minerals are decomposed or leached and their place is replaced by the silica precipitated from the ascending solutions. In such cases fields of quartz grains of different size and clay mineral aggregates can be found. The degree of silicification may vary following the cases.

*a/10. Sericitized pyroxene andesite*

One of the varieties of the secondary alteration of the rocks is sericitization manifested by the partial or complete decomposition of plagioclase phenocrysts. The sericitization of plagioclase phenocrysts is almost always accompanied by carbonatization which increases with the increase of the Ca content of the crystals. In the more advanced phase, sericitization will pass to argillization. Accordingly, it is difficult to draw any sharp boundary between the two rock types.

*a/11. Argillized pyroxene andesite*

With additional alteration, sericitized rocks will be argillized to the point that the feldspar phenocrysts are no longer recognizable, moreover, they are completely leached in some cases. In accordance with the andesitic composition,

mainly kaolinization, montmorillonitization and, less frequently, illitization can be encountered in the Mátra Mountains. Minerals like beidellite, halloysite and nontronite have even been recorded from argillized rocks of one or two localities. Argillization is manifested mainly in areas affected by hydrothermal alteration or decomposition in general and in universally weathered rocks in particular. In the first case it is associated with regional silicification or, less frequently, with potash metasomatism. Nontronite, halloysite and beidellite sometimes occur also as fissure filling, where the rock itself exhibits only a low degree of decomposition.

*a/12. Chloritized pyroxene andesite*

The chloritized pyroxene andesite plays a rather subordinate role in the constitution of the Mátra. In many cases, the pyroxenes of the fresh rock may even show some slight chloritization. This attains a considerable degree around ore-mineralized rocks, where it is ascribed to more profound manifestations of hydrothermal decomposition. Viewed under microscope, the pyroxene phenocrysts show some chloritization and, as shown by the authors' examinations, they are altered generally into amesite, antigorite or, less frequently, pennine. The rock in such cases is of light to medium-green colour. Chloritization may be associated with carbonatization or other kinds of decomposition of the feldspar phenocrysts.

*a/13. Uralitized pyroxene andesite*

One of the forms of hydrothermal decomposition in deeper levels is uralitization, where hypersthene phenocrysts are converted into iron-poor hornblende. Altered in the afore-mentioned way, hornblende after hypersthene becomes remarkably pleochroic. The augite crystals of the altered rock are undecomposed or just carbonatized to some extent. In uralitized rocks the predominant form of alteration is always accompanied by some slight manifestations of argillization.

*a/14. Carbonatized pyroxene andesite*

This form of alteration too occurs in two varieties, one being the case when plagioclase-feldspars undergo some kind of carbonatization, partly accompanied by sericitization; the other case is that when hydrothermal solutions and vapours must have carried a surplus of carbonate. The result of the second case is the filling of cracks and cavities by calcite. In those parts of the Mátra, where subaquatic effusions took place, carbonatization is frequent.

*a/15. Pyritized pyroxene andesite*

The pyritization of the rocks must be due in every case to the action of hydrothermal sulfuric vapours. Idiomorphic pyrite crystals in rocks of this kind of alteration are almost always associated with clay minerals, silica and less frequently, with chlorite or carbonate. Pyrite does not reach anywhere the lower limit of rentability of economic utilization.

*a/16. Potash-metasomatized pyroxene andesite*

This type of alteration is remarkable for the strikingly high $K_2O$ values of some rock varieties. Mineralogically, the metasomatism is hardly perceivable, as the greater part of K is hidden either in the matrix or in the slightly de-

*Table 8*

| | a/1 | a/2 | a/3 | a/6 | a/7 | a/8 | a/9 | a/10 | a/11 | a/12 | a/13 | a/14 | a/15 | a/16 | a/17 | a/18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 56.29 | 56.33 | 54.62 | 54.33 | 60.92 | 55.32 | 63.84 | 55.60 | 54.58 | 50.60 | 56.66 | 56.38 | 57.71 | 58.10 | 55.88 | 56.48 |
| $TiO_2$ | 0.84 | 0.81 | 0.94 | 0.93 | 1.07 | 0.71 | 0.57 | 0.78 | 0.62 | 0.96 | 0.92 | 0.89 | 0.77 | 0.72 | 1.03 | 0.84 |
| $Al_2O_3$ | 18.48 | 17.94 | 18.11 | 19.72 | 16.73 | 18.27 | 16.45 | 18.63 | 20.33 | 21.60 | 17.55 | 18.47 | 17.27 | 16.86 | 17.94 | 18.30 |
| $Fe_2O_3$ | 2.24 | 2.56 | 6.27 | 5.73 | 4.73 | 7.63 | 2.55 | 3.33 | 4.40 | 6.23 | 2.11 | 3.07 | 1.70 | 2.63 | 4.63 | 3.99 |
| FeO | 4.96 | 4.57 | 1.75 | 2.21 | 1.89 | 1.53 | 2.22 | 4.25 | 2.56 | 1.61 | 5.31 | 3.92 | 4.33 | 3.12 | 3.17 | 3.16 |
| MnO | 0.17 | 0.19 | 0.14 | 0.16 | 0.04 | 0.40 | 0.05 | 0.19 | 0.17 | — | 0.13 | 0.16 | 0.15 | 0.20 | 0.12 | 0.15 |
| MgO | 3.16 | 2.88 | 2.16 | 2.00 | 0.51 | 1.50 | 0.66 | 2.90 | 1.86 | 1.83 | 3.32 | 2.16 | 1.98 | 1.43 | 2.16 | 2.03 |
| CaO | 7.53 | 7.19 | 6.68 | 8.21 | 6.36 | 5.39 | 4.13 | 7.72 | 6.48 | 9.55 | 7.74 | 7.59 | 5.85 | 4.88 | 8.10 | 6.89 |
| $Na_2O$ | 2.33 | 2.03 | 2.68 | 2.53 | 2.30 | 2.47 | 3.39 | 2.30 | 2.26 | 2.58 | 1.99 | 2.15 | 2.68 | 2.45 | 2.42 | 2.44 |
| $K_2O$ | 1.90 | 2.33 | 1.29 | 1.64 | 2.57 | 1.95 | 2.55 | 1.82 | 1.60 | 1.75 | 1.63 | 1.96 | 2.38 | 4.43 | 1.85 | 2.11 |
| $+H_2O$ | 1.42 | 1.76 | 3.15 | 1.57 | 1.79 | 3.10 | 2.17 | 1.69 | 3.49 | 2.69 | 1.78 | 1.68 | 2.28 | 1.64 | 1.64 | 2.12 |
| $-H_2O$ | 0.57 | 1.14 | 2.38 | 0.94 | 0.38 | 1.32 | 1.14 | 0.74 | 1.67 | 0.59 | 0.77 | 0.81 | 0.33 | 1.13 | 0.86 | 0.98 |
| $CO_2$ | 0.18 | 0.14 | 0.09 | 0.19 | 0.04 | — | 0.03 | 0.08 | 0.09 | — | 0.26 | 0.61 | 1.46 | 2.31 | — | 0.37 |
| $P_2O_5$ | 0.14 | 0.17 | 0.27 | 0.16 | 0.20 | 0.23 | 0.34 | 0.18 | 0.14 | 0.70 | 0.12 | 0.15 | 0.45 | 0.22 | 0.15 | 0.24 |
| S | — | — | — | — | — | — | — | 0.06 | — | — | — | — | 0.82 | — | — | 0.06 |
| | 100.21 | 100.04 | 100.53 | 100.32 | 99.54 | 99.82 | 100.09 | 100.27 | 100.25 | 100.69 | 100.29 | 100.00 | 100.16 | 100.16 | 99.95 | 100.16 |

a/1. dark labradorite rhyodacite
a/2. labradorite dacite
a/3. labradorite dacite
a/6. pigeonite-bearing labradorite andesite
a/7. labradorite rhyodacite
a/8. labradorite dacite
a/9. rhyodacite
a/10. dark labradorite rhyodacite
a/11. labradorite dacite
a/12. olivine bearing trachyandesite
a/13. labradorite dacite (bandaite)
a/14. labradorite dacite
a/15. labradorite dacite
a/16. quartz-latite
a/17. labradorite dacite
a/18. labradorite dacite

Of the samples of subgroups a/4 and a/5, i.e. of the amygdaloidal and fluidal andesite, no analyses have been made.

composed or sericitized feldspars. In such cases 4 to 6% of $K_2O$ is present instead of the usual 1.5–2.5%. Sanidine crystals occur just sporadically. Secondary biotitization too is subordinate.

*a/17. Biotitic pyroxene andesite*

Three localities of the mountains were observed to show such a biotite-containing rock variety in which biotite is not the product of a deuteric process, but the constituent of the original mineralogical composition.

*a/18. Secondarily biotitized pyroxene andesite*

Unlike in the above cases, those rocks have been assigned to this type in which biotite is very likely to have been produced by secondary alteration. In this case biotite occurs only in minor vesicles, being represented there by fibrous or lamellar aggregates. Larger flakes or plates are completely absent. Their origin is connected with oxidative conditions at contacts of volcanic and sedimentary masses. Beside biotite, elongate laths of tridimite with wedge-shaped twins can often be observed in the rocks.

The average chemical composition of the individual rock subgroups has been presented in Table 8. Let us note in this connection that sharp limits between them could be observed in rare cases only, for single alterations occur independently on very rare occasions only.

Noteworthy changes in the average analyses of Table 8 or modifications of their nature, respectively, are observable only in the case of oxidative processes of different origin, where synchronous low-grade silicification has pushed the rocks of andesitic nature towards the "dacitic" or even "rhyodacitic" ranges. A striking value of silica was to be expected in the case of the averages of secondarily silicified samples, too. Rather heavy oxidation can be found along contact lines as well as in previously chloritized and then hematitized rock varieties. The CaO of the average composition of oxidized and silicified samples has markedly decreased, which may mean partial replacement when the place of leached minerals is occupied by silica. The different degrees of argillization observable in the average analyses are indicated by the high $Al_2O_3$ and $+H_2O$ as well.

## C) COARSE-GRAINED ROCK VARIETIES

The third, though smaller, group of rocks making up the Mátra Mountains is represented by coarse-grained volcanics and their allochtonous derivatives. The phenocrysts in the coarse-grained rocks are greater than 2.5 mm in diametre.

Many authors explain their origin by slow cooling. In the writers' opinion it is probable that the nuclei of the large crystals were present in the magma even prior to effusion, since the groundmass is in this case too hyalopilitic, in fact glassy in some cases.

The present rock group has been divided, on the basis of alterations, into five subgroups:

## a) Pyroxene andesites

*a/1. Fresh pyroxene andesite*

Fresh pyroxene andesites occur in small amounts only. Their groundmass is hyalopilitic, sometimes glassy, in which feldspar phenocrysts of labradoritic composition, 3 to 5 mm in diametre, and somewhat smaller hypertshene crystals are enclosed. These latter sometimes contain magnetite inclusions.

*a/2. Vesicular pyroxene andesite*

All characteristics are the same as those listed for the medium-grained rocks, but the plagioclase phenocrysts attain, or even exceed, the size of 3 to 5 mm. Beside them, a few pyroxene phenocrysts are also observable. The inner wall of the vesicles is lined by colourless or light blue opal or chalcedony in this case too. The microlites of the groundmass are arranged around the vesicles in accordance with the fluidal texture.

*a/3. Amygdaloidal pyroxene andesite*

Amygdaloidal pyroxene andesite represents one of the marginal varieties of the amygdaloidal medium-grained rock group. The phenocrysts here are greater than 3–4 mm in size. The pyroxene crystals show a low degree of limonitization or carbonatization. The amygdules are filled with calcite in most of the cases, less frequently with chalcedony.

*a/4. Fumarole-oxidized pyroxene andesite*

This rock type generally occurs there, where both fresh and vesicular andesites are available, but where the volcanic activities were followed by heavy fumarolic action. The oxidation of the rock is manifested by the hematitization of the magnetite and by near-surface limonitization. In some cases partial alteration of the ferruginous mafic minerals can also be observed. The size of feldspar phenocrysts varies between 3 and 5 mm; no substantial staining is observable.

*Table 9*

| | a/1 | a/2 | a/4 | a/5 |
|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | 60.20 | 56.38 | 55.96 | 58.52 |
| $TiO_2$ | 0.58 | 0.79 | 0.64 | 0.78 |
| $Al_2O_3$ | 17.72 | 18.22 | 20.75 | 18.48 |
| $Fe_2O_3$ | 3.24 | 3.72 | 3.51 | 1.51 |
| FeO | 2.83 | 3.20 | 1.83 | 4.21 |
| MnO | 0.16 | 0.10 | 0.08 | 0.13 |
| MgO | 2.72 | 2.73 | 1.40 | 2.32 |
| CaO | 5.70 | 7.56 | 6.82 | 6.95 |
| $Na_2O$ | 2.57 | 2.46 | 2.31 | 2.71 |
| $K_2O$ | 2.40 | 1.88 | 2.19 | 2.08 |
| $+ H_2O$ | 1.67 | 1.69 | 3.38 | 1.49 |
| $- H_2O$ | 0.36 | 1.19 | 0.99 | 0.55 |
| $CO_2$ | trace | 0.03 | 0.02 | 0.27 |
| $P_2O_5$ | 0.08 | 0.13 | 0.10 | 0.17 |
| | 100.23 | 100.08 | 99.98 | 100.17 |

RITTMANN's petrochemical classification (of the samples of subgroup a/3, i.e. of the amygdaloidal pyroxene andesite, no analyses have been made): a/1, a/2, a/4, a/5 labradorite rhyodacite.

*a/5. Carbonatized pyroxene andesite*

In some of the coarse-grained rock varieties relatively strong carbonatization can be observed. In this case calcite occurs in the larger plagioclases of mainly labradoritic composition. In case of heavy decomposition it is impossible to identify the original crystal, the mafic components are also slightly carbonatized.

The chemical composition of coarse-grained rocks is illustrated in Table 9.

The rhyodacitic character is supposed to be due to the

presence of large quantities of hydrothermally altered, silicified rock in the immediate vicinity of the localities and to the known occurrence of silica-rich sediments and rock varieties in the deep basement of the Mátra.

### D) VOLCANOCLASTIC ROCKS

The rocks of this category are very diversified. The features of a given pyroclastic material is determined by the explosions of different intensity of one and the same volcanic centre, by the distance from the explosive craters, by the rolling of rock blocks down the steep slopes of volcanoes, i.e. the avalanches, lahars, of clastic material.

The volcanoclastic rocks share about 38 to 40% or so of Mátra's constitution. Granulometrically, they have been subdivided into four subgroups:

- ash tuffs: their granulometric composition is invisible to the unaided eye
- microlapilli tuffs: grain size from 0.5 to 3.0 mm
- lapilli tuffs: grain size from 3.0 to 30 mm
- agglomerates: grain size above 30.0 mm.

Let us note that the tuffs containing grains more than 1 cm across have been distinguished under the name "coarse-lapilli tuffs", the agglomerates consisting of blocks above 30 cm size, as "coarse agglomerates".

The tuffs and agglomerates may be petrographically monomict and polymict in composition.

According to the site of accumulation of clastic material subaerial and subaquatic pyroclastics can be distinguished. These latter may be further subdivided into "hydropyroclastics", where the rock does not contain any sedimentogenic material yet, and into "tuffites", where various quantities of sand or clay have been admixed to volcanic ejecta.

The pyroclastic varieties are almost always a little more acid than the corresponding lava products; in extreme cases the explosions of andesite volcanoes may produce even tuffs of "dacitic" composition. In most of the cases, however, the $SiO_2$ content of a tuff is by 1 to 2% higher than that of a lava. The void volume of the pyroclastic ejecta is by far higher than that of the lava flows: a guarantee for the faster subsequent decomposition and secondary alterations of these rocks.

The average chemical composition of the volcanoclastic rocks sampled in the Mátra is presented in Table 10.

*Table 10*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 57.56 |
| $TiO_2$ | 0.77 |
| $Al_2O_3$ | 18.17 |
| $Fe_2O_3$ | 6.17 |
| FeO | 1.22 |
| MnO | 0.30 |
| MgO | 0.84 |
| CaO | 4.94 |
| $Na_2O$ | 2.30 |
| $K_2O$ | 1.52 |
| $+H_2O$ | 4.27 |
| $-H_2O$ | 1.89 |
| $CO_2$ | 0.05 |
| $P_2O_5$ | 0.23 |
| | 100.23 |

### E) LAVA AGGLOMERATES AND LAVA BRECCIAS

Volcanoclastic rocks cemented by lava have been subdivided into two subgroups:

- lava agglomerates which, according to the author's supposition, were produced by the

*Table 11*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 55.90 |
| $TiO_2$ | 0.86 |
| $Al_2O_3$ | 18.05 |
| $Fe_2O_3$ | 7.73 |
| FeO | 0.65 |
| MnO | 0.27 |
| MgO | 2.79 |
| CaO | 6.00 |
| $Na_2O$ | 1.99 |
| $K_2O$ | 0.93 |
| $+H_2O$ | 3.52 |
| $-H_2O$ | 1.60 |
| $CO_2$ | 0.03 |
| $P_2O_5$ | 0.16 |
| | 100.48 |

following mechanism: a lava flow of medium viscosity did pick up and incorporate the pyroclastics of earlier explosions, but it could not melt them down completely. The enclosed material is often composed of rock fragments of different composition

lava breccias in which the lava flow did not pick up products of earlier explosions, but it engulfed its own scoriaceous crust and cemented its fragments (in this latter case the rock is of monomict nature); these rocks were for a long time described as "andesites with inclusions"; in the present work only accidental debris are referred to as "xenoliths" or inclusions.

The lava-cemented clastic rocks account for 12 to 14% or so of the stratovolcanic formation. Their average chemical composition is shown by Table 11.

### F) ENCLAVES OF INITIAL ACID PYROCLASTICS

Pyroclastics differring in composition from those of andesitic nature are also involved in the make-up of the Middle Stratovolcanic Formation. These enclaves are of varying thickness and of not too large extension. The mineralogical composition is usually dacitic, less frequently, rhyolitic. With a view to present-day examples, their origin may be explained by several decades of interruption of the volcanic activity after which the next initial explosion must have produced some pyroclastic material more acid, as it is always the rule, than the subsequent lava. The process requires a volcanic pause of sufficient duration and a basement of acid rocks rich in silica, wherein a partial melting or dilution will take place.

Mafic components in the mineralogical composition of acid pyroclastic enclaves are biotite and hornblende, whereas their vicinity is characterized by the occurrence of hypersthene. The felsic minerals are feldspars mainly andesine, less frequently, oligoclase in composition. Pumice is available mostly in rockforming quantities, though large amounts of deformed glass rags are also frequent.

The acid tuffs have been subdivided, on the basis of their mineralogical and chemical composition, into three subgroups:

*Table 12*

| | Vitric tuffs, % | Dacitic and rhyolitic tuffs, % |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 58.22 | 65.02 |
| $TiO_2$ | 0.88 | 0.28 |
| $Al_2O_3$ | 14.12 | 14.07 |
| $Fe_2O_3$ | 3.12 | 1.86 |
| FeO | 2.22 | 0.70 |
| MnO | 0.10 | 0.11 |
| MgO | 1.41 | 1.22 |
| CaO | 3.91 | 2.59 |
| $Na_2O$ | 1.14 | 1.55 |
| $K_2O$ | 1.50 | 3.78 |
| $+H_2O$ | 7.89 | 5.87 |
| $-H_2O$ | 4.72 | 2.87 |
| $CO_2$ | 0.48 | 0 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.06 |
| | 99.83 | 99.98 |

— interbedded vitric tuff layers, sometimes with andesitic composition
— dacitic or rhyolitic tuff layers
— mixed tuff intercalations as transitional varieties of the former.

Their average chemical composition has been shown in Table 12.

### G) K-TRACHYTE AND K-RICH ROCKS

K-trachytes and potassium-rich rocks occur in large masses in the western and central parts of the mountains. They are of white, yellow, light brown and greenish grey colour, sometimes heavily silicified, in other places argillized. There are no mafic components; felsic minerals are represented by sanidine, occasionally showing argillizational alteration. The groundmass often includes patches of perlitic structure.

*Table 13*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 66.64 |
| $TiO_2$ | 0.57 |
| $Al_2O_3$ | 14.80 |
| $Fe_2O_3$ | 3.48 |
| FeO | 0.44 |
| MnO | 0.07 |
| MgO | 0.70 |
| CaO | 0.63 |
| $Na_2O$ | 0.65 |
| $K_2O$ | 8.37 |
| $+H_2O$ | 2.82 |
| $-H_2O$ | 0.64 |
| $CO_2$ | 0.06 |
| $P_2O_5$ | 0.14 |
| S | 0.03 |
| | 100.04 |

Some authors ascribe their origin exclusively to hydrothermal solutions and vapours, others consider that the potassium content must have been comparatively high even originally, thus accounting for the phenomenon.

Among the fresh andesitic rocks of the Mátra some peculiar varieties have been discovered in which the $K_2O$ content reached, or even exceeded, 4.0, 4.5%.

The averages of 39 chemical analyses of potassium-rich rocks can be seen in Table 13. The average values readily illustrate the marked enrichment of $SiO_2$ and $K_2O$ and the partial leaching of other oxides. The relatively high content of chemically bound water testifies to heavy argillization.

### H) PRODUCTS OF GEYSERS AND HOT SPRINGS AND LIMNOQUARTZITE

The fumarolic activity of the post-volcanic period takes place parallel with the activities or subsequent to them. If its duration is long, the country rock is intensively metamorphosed. In the Mátra the traces of fumarolic and solfataric actions are observable.

Of greater importance is, however, the formation produced by geysers and hot springs, consisting of chalcedony-opal beds, coloured, often banded and celled, which may represent the ruins of geyser and hot spring terraces. In the course of syngenetic denudation processes or of some low intensity explosions, various quantities of tuff debris were admixed to the siliceous material.

If the surplus of silica has precipitated from higher-temperature hydrothermal solutions or vapours, the formation is known as hydroquartzite. The $SiO_2$ content of such rocks is higher than 85%, attaining in some cases even 95 to 98%. Mineralogically speaking, quartz areas characterized by variations in grain size, minor cavities filled with opal or chalcedony, can be encountered in the rock in the last-metioned case.

The third silicification process occurs less frequently, resulting in the formation of jasper streaks or of a hyaline crust on the surface of the rock.

Dark grey pyroxene andesite varieties (overlying formation)

The parts of the Mátra lying above 600–700 m altitude are composed of the youngest member of andesitic volcanism: fresh or just slightly altered pyroxene andesites. Therefore the formation is also called overlying formation on account of its position, though it has overlain only 15 to 20% or so of the older stratovolcanic formation. It is the lava rocks that predominate in the formation, though initial explosive products are also known to occur in some places. In most cases the dark grey pyroxene andesites rest on the diversely altered products of the already-mentioned older stratovolcanic formation. These have been heavily altered by the post-volcanic processes, secondary changes occurring just as subordinate manifestations in the andesites overlying them. This suggests that the alteration processes must have ended before the beginning of the subsequent andesitic volcanism.

The occurrence of a period of rest between the two phases of volcanism is evidenced to have occurred by the fact that the ore veins known in the stratovolcanic formation do not extend into the overlying formation.

In the eastern parts of the Mátra the overlying andesites rest directly on the pumiceous dacitic tuffs. The lines of eruption of the overlying andesites shifted northwards, i.e. the younger eruptive products were poured or ejected upon terrains not covered by stratovolcanic formations.

The overlying andesites seldom exceed 200 m in thickness. The original volcanic forms have been partly lost to denudation. The exact sites of craters or fissures are scarcely recognizable, but on the basis of morphology it can be taken to be almost sure that much of the overlying andesites must have erupted via fissure volcanic openings and produced lava flows of only small extension. In some places the lava just protruded along the fissure or around the crater where it solidified immediately, building up "eldborg" forms. Along the fissures minor cones were sometimes formed, attaining a couple of dozens of metres in height.

Of the eight overlying andesite areas available in the Mátra territory, seven are of fissure volcanic origin, the eighth having consisted of isolated volcanic centres.

Some slight differences in petrography between rocks of different fissure volcano systems can be observed. These have been ascribed mainly to environmetal and genetical causes. This is why the more than 4% $K_2O$ of one rock type of the western part of the mountains or the subordinate biotite content of some rock samples are worth noting. One or two samples show $SiO_2$ values attaining even the figures of 62–63%, characteristic of dacite.

Let us summarize the mineralogical composition of the overlying andesite: The groundmass is mostly pilotaxitic or hyalopilitic with 40 to 70 $\mu$ plagioclase microlites, in a few samples with some augite crystals. Rock varieties of glassy groundmass are scarce. Among the phenocrysts of the rocks it is plagioclase of labradorite that predominates, in a few cases andesine and bytownite can also be observed. The phenocrysts are mostly albite-twinned and/or less frequently, they are zoned. They do not contain any determinable potash feldspar, the $K_2O$ in the chemical analyses is supposed to be hidden in plagioclases or in the glassy matrix. Of the mafic components it is augite and hypersthene that predominate, in certain samples hypersthene phenocrysts are observed to be rimmed by pigeonite. In one or two cases the overlying andesites too contain some biotite which is, however, always subordinate in quantity.

The phenocrysts largely vary in size, seldom attaining 2.0–2.5 mm in diametre. Inside larger crystals, sericitization, chloritization can be observed, but these never attain the degree observed in the Middle Stratovolcanic Formation. Thus no subgroup can be distinguished on the basis of deuteric alterations. As far as alterations are concerned, let us mention the hematite staining due to fumarolic effect observable over a minor area or the manifestations of amygdalization observable on the margins of dikes intruded into a wet sediment.

The Overlying Andesite Formation locally consists of two superimposed horizons interlain by a few metres of andesitic tuff with lapilli.

The average chemical composition was calculated for the lower horizon on the basis of 42 analyses, for the upper horizon, of 18 analyses (see Table 14). If the two average analyses would be evaluated, one can see that the lower horizon is somewhat richer in alkalis, thus being richer in Mg-rich pyroxenes as well. This relatively little difference is evidenced by RITTMANN's petrochemical classification, the lower horizon being of "labradorite rhyodacite", the upper, of "labradorite trachyandesite" character.

Most of the dikes intruded into the sedimentary surroundings of the Mátra or into the deeper-seated pyroclastics, are also assigned to the overlying andesites. The margins of the dikes have been altered as a result of getting into contact with the country rock. On the basis of the rate of solidification, glassy, coarse-grained or amygdaloidal rocks have been distinguished in the descriptions of the individual dikes. It is calcite that predominates as filling of the cavities of the amygdaloidal marginal rocks, though chalcedony is also considerable. Considerable differences were found in their mineralogical composition. For instance, in certain dikes the mafic components are completely absent, in others they show a kind of enrichment. The analyses too show greater scatter as compared to the case of the lava formations of larger volume. Accordingly, "acid" and "basic" dikes have been distinguished whose chemical composition has been presented in Table 15. The chemical composition allows

*Table 14*

| | Lower Horizon, % | Upper Horizon, % |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56.95 | 53.17 |
| $TiO_2$ | 0.84 | 0.76 |
| $Al_2O_3$ | 18.09 | 20.14 |
| $Fe_2O_3$ | 2.65 | 2.30 |
| FeO | 4.37 | 4.96 |
| MnO | 0.16 | 0.15 |
| MgO | 2.57 | 3.37 |
| CaO | 7.05 | 9.02 |
| $Na_2O$ | 2.34 | 2.14 |
| $K_2O$ | 2.12 | 1.75 |
| $+H_2O$ | 1.78 | 1.32 |
| $-H_2O$ | 0.83 | 0.84 |
| $CO_2$ | 0.13 | 0.17 |
| $P_2O_5$ | 0.17 | 0.17 |
| | 100.05 | 100.26 |

*Table 15*

| | Acid dikes, % | Basic dikes, % |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 59.88 | 52.80 |
| $TiO_2$ | 0.81 | 0.89 |
| $Al_2O_3$ | 16.36 | 19.82 |
| $Fe_2O_3$ | 2.19 | 3.96 |
| FeO | 4.15 | 3.46 |
| MnO | 0.12 | 0.19 |
| MgO | 1.85 | 2.48 |
| CaO | 5.54 | 8.22 |
| $Na_2O$ | 2.48 | 2.41 |
| $K_2O$ | 2.20 | 1.73 |
| $+H_2O$ | 3.63 | 1.91 |
| $-H_2O$ | 0.40 | 1.20 |
| $CO_2$ | 0.16 | 0.85 |
| $P_2O_5$ | 0.15 | 0.30 |
| | 99.92 | 100.22 |

one to conclude that a lava of small volume is going to be largely influenced by the environment after intruding into it, influence that may provoke some alterations of lower or higher degree. According to RITTMANN's classification, the dike rock referred to by the present writers as "acid" would be a "labradorite rhyodacite" in nature, the "basic" rock, in turn, would correspond to a kind of "pigeonite-labradorite andesite".

According to CIPW values, in the case of the "acid" dikes, Ab + Or:An = = 56.9:43.1 and in that of the "basic" ones, 47.6:52.4. The composition of feldspar may be supposed to be that of andesine present in the first and that of labradorite in the second case.

## Carbonate andesite

In the northern foreland of the eastern main ridge of the Mátra, light grey, coarse-grained andesites can be found. The rock includes a multitude of cavities or fissures filled with carbonates. In addition, plagioclase and pyroxene phenocrysts can be recognized. The feldspar phenocrysts of labradorite composition are twinned and zoned. Of the mafic minerals, hypersthene is of somewhat greater amount than augite, but this latter may play the role of a significant rockforming mineral.

The groundmass of the andesite is pilotaxitic, the length of feldspar microlites in it varies between 40 and 60 μ. A peculiarity of the texture is that the glass matrix between the feldspar laths is replaced by calcite, less frequently, by siderite. This carbonate, however, does not derive from the decomposition of feldspar laths or phenocrysts, but it seems to have a primary magmatic source. The $SiO_2$ and $Al_2O_3$ content of the original melt, however, was not sufficient for binding all CaO available. Because of the high $CaCO_3$ content a considerable decrease of silica took place, hence the present-day $SiO_2$ content of the rocks is close to that of basaltic rocks.

The average chemical composition of samples taken from different localities is shown in Table 16. Sharing 12.5% of the composition, carbonates are represented mainly by calcite, subordinately by siderite.

*Table 16*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 49.00 |
| $TiO_2$ | 0.65 |
| $Al_2O_3$ | 19.67 |
| $Fe_2O_3$ | 1.64 |
| FeO | 5.41 |
| MnO | 0.18 |
| MgO | 3.37 |
| CaO | 9.47 |
| $Na_2O$ | 1.92 |
| $K_2O$ | 1.30 |
| $+H_2O$ | 0.85 |
| $-H_2O$ | 1.15 |
| $CO_2$ | 5.52 |
| $P_2O_5$ | 0.08 |
| | 100.21 |

Pyroclastic derivatives of carbonate andesitic magma are unknown. The volcanic forms of the andesite are larger fissure-fills and extrusive, sometimes subvolcanic, bodies. Carbonate andesite is also represented by dikes, chiefly in the same area as the former. The age of the rock is Tortonian, its relation with respect to the overlying andesite formation is obscure. Its being discussed as a separate rock variety has been justified by its chemical composition and high carbonate mineral content. Where the magma intruded older sediments or pyroclastic strata, effects of large-scale contact metamorphism can be observed.

The fact that the rock mass must have intruded, resp. ascended at a slow rate is ascertained by the presence in it of hosts of xenoliths deriving from the depth or from the immediate footwall and being more or less contact-metamorphosed. These have furnished important information contributing to the under-

standing of the underlying formation of the eastern sector. Among the xenoliths, granite, pegmatitic quartz and contact-metamorphosed calcareous marl are abundant.

The carbonate-pyroxene andesite is being worked in a number of quarries, the reserves are sufficient for several decades to come.

Rhyolitic volcanism

Mátra's rhyolites are of Late Tortonian age. Drilling Gyöngyössolymos-2 intersected the stratovolcanic formation under the rhyolite and its initial tuffs. The relation of the rhyolite with respect to the overlying andesite formation is unknown.

In the westernmost sector of the mountains the rhyolite locality of Lőrinc shows about 10 to 15 m thickness of rhyolite. It consists of a relatively compact rhyolite of reddish colour with minor spherulitic, lithophysed rock rags on its surface. The texture is hyalopilitic, marginally glassy, rich in crystallites, being stained by the oxidation of the rock. Its phenocrysts are plagioclases, mainly andesine, less frequently oligoclase in composition, mostly with lamellar twinning. In the spherulitic rock varieties the spheroidal spherulites are more heavily limonitized. The walls of the cavities in the lythophysed rocks are often lined by opal or chalcedony.

*Table 17*

| | % |
|---|---|
| $SiO_2$ | 70.48 |
| $TiO_2$ | 0.50 |
| $Al_2O_3$ | 14.52 |
| $Fe_2O_3$ | 1.36 |
| FeO | 1.08 |
| MnO | 0.04 |
| MgO | 0.14 |
| CaO | 1.93 |
| $Na_2O$ | 3.64 |
| $K_2O$ | 4.39 |
| $+H_2O$ | 1.07 |
| $-H_2O$ | 0.50 |
| $CO_2$ | 0.35 |
| $P_2O_5$ | 0.05 |
| | 100.05 |

Another occurrence of rhyolite is situated near Gyöngyössolymos, in the middle part of the southern boundary of the mountains. Its thickness is about 50 m. It is underlain by the acid tuffs of rhyolitic volcanism. The pyroclastics attain, together with the interbedded, subordinate rhyolitic lava, nearly 130 m in thickness. A petrographical peculiarity is the occurrence of perlite breccia directly underlying the rhyolite and cemented by slightly coloured pumice. The rhyolite is an uneven lava cone; that is why it was earlier considered a dome. On its surface, flexed, piled and buckled lava forms can be observed, testifying to the high viscosity of the lava.

Made of six analyses of the materials of the two rhyolite occurrences, the average chemical composition is shown in Table 17.

In terms of RITTMANN's classification, the rock corresponding to the average composition would be "quartz-latite". This slight shift is due to a carbonate-rich rock whose silica content was as low as 64% or so.

*Tortonian (Badenian) sedimentary formations*

The volcanic formation is underlain by sedimentary deposits which locally contain a large amount of redeposited volcanoclastic material.

One of the most characteristic sediments of the Upper Tortonian is the diatomite sequence. Its most important deposit has developed in one of the southern bays of the contemporaneous sedimentary basin in the southwestern part of what is now the Mátra Mountains. The enrichment of silica in the waters of that lagoon was enhanced by the occurrence of hot springs and geysers to the north of it as well as by the erosion which followed the heavy hydrothermal processes of the adjacent areas and which transported silica-rich materials

into the basin. Sandy-clayey sediments are locally interrupted by pure diatomaceous schists or diatomites, the latter being suitable for rentable exploitation. The age of the diatomaceous deposits is mainly identical with that of the overlying andesite and the rhyolite formations; in part it is somewhat older.

M. Hajós (1964) has subdivided the sequence stratigraphically into three parts:

— fresh-water diatomites overlying andesitic tuffs or agglomerates, respectively
— interbedded pumiceous tuff layers with carbonate or without it
— marine diatomite formation.

Pure diatomites may include interbedded layers of tuffaceous diatomite, limnoopalite, diatom-free sandstone, calcareous diatomite, diatomaceous limestone, calcareous-tuffaceous diatomite, etc. The calcareous sediments and limestones of varying thickness occurring on the margin of the sedimentary basin belong to the Upper Tortonian "Lajta Formation".

Tuffaceous limestone, sand and sandstone

Developing gradually from the diatomite sequence, the limestones, tuffaceous limestones, sands and sandstones may be assigned to the "Lajta Formation" on the basis of their characteristic faunal assemblage. In these sediments there is little volcanoclastic material, while sands or sandstones appear in gradually increasing abundance, their mineralogical composition being predominated by quartz grains most probably of granitic origin. As far as the less frequent minerals are concerned, let us mention muscovite, zoisite, kyanite, garnet and zircon first of all. As shown by water-exploratory drilling in Mátra's southern foreland, the sequence attains several hundred metres in thickness.

*Sarmatian*

Sarmatian formations are known to occur in the northwestern (vicinity of Pásztó) and southeastern (vicinity of Kisnána and Verpelét) forelands of the Mátra Mountains. In the Pásztó region the Upper Tortonian sediments are overlain by Sarmatian clays, sandy clays and clayey sands. The sands are fine-grained, in some places lime-cemented.

The mineralogical composition of the sands is almost the same as that of the Upper Tortonian sediments. The interbedded tuffite layers can partly be identified with the Sarmatian "Upper Rhyolitic Tuff", partly they derive from the redeposition of Mátra's pyroclastics.

Among the pebbles of the marginal parts, andesites are predominant. Hosts of relics of a colluvial mantle composed of opal, jasper and quartzite fragments can be observed in the area under consideration.

In the southeastern part of the Mátra the Sarmatian is represented by transgressive clayey sediments. Up in the vertical section the sequence becomes gradually sandier, rather than tuffaceous, grading into glassy, pumiceous rhyolitic tuffs. The feldspars of the "Upper Rhyolitic Tuff" are most frequently andesine and oligoclase, the mafic components are biotite and hornblende.

Farther away from the Mátra, tuffites grade into clayey and sandy sediments.

## Pliocene Formations

### *Pannonian*

Lower Pannonian is known only in the southern foreland of the Mátra, where it rests either on Upper Tortonian or Sarmatian sediments. It is composed of fine-grained, sandy clays, its carbonate content varies between 5 and 8%. The clastic minerals are constituted by quartz, muscovite and, in a tenth per cent proportion, by heavy minerals.

The Upper Pannonian formations surround Mátra's volcanic area from the south and west. Their underlayer is Lower Pannonian farther away from the mountains and a Miocene volcanic formation on Mátra's margin. The Upper Pannonian is composed of alternating clays and sands with workable lignite seams occurring in several superimposed levels.

*Table 18*

| | Sand, % | Clay, % |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 87.55 | 57.88 |
| $TiO_2$ | 0.14 | 0.59 |
| $Al_2O_3$ | 5.01 | 19.01 |
| $Fe_2O_3$ | 1.00 | 4.52 |
| FeO | 0.22 | 0.44 |
| MnO | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 0.81 | 1.70 |
| CaO | 0.94 | 0.50 |
| $Na_2O$ | 0.98 | 0.46 |
| $K_2O$ | 1.50 | 3.30 |
| $+H_2O$ | 1.67 | 6.02 |
| $-H_2O$ | 0.45 | 4.97 |
| $CO_2$ | trace | 0.17 |
| $P_2O_5$ | 0.02 | 0.03 |
| | 100.31 | 99.62 |

Predominant in the mineralogical composition of the sands is quartz, less frequently muscovite and feldspar; quite subordinately, chlorite, garnet, epidote, zoisite and hornblende also occur. Considerable is the role montmorillonite and illite play in the composition of the clayey sediments.

The chemical composition of the Upper Pannonian sands and clays is presented in Table 18.

Another development of the Upper Pannonian is a 30-m-thick freshwater limestone sequence, with an abundant freshwater fauna, overlying the stratovolcanic formation.

# QUATERNARY

## Pleistocene Formations

The Pleistocene was the time of deposition of the red clays known in some points of the Mátra, which may have been the result of a humid climate. The thickness of the Pleistocene is locally 8 to 10 m, being 1 to 2 m on the average. Montmorillonite and illite share 50–50 percent in its composition.

These deposits in the southern and western forelands are overlain by scree comprising in its composition the representatives of almost all formations of the Mátra area, as evidenced by andesitic rubble, both fresh and differently weathered, altered, with interbedded clay layers. The thickness of the Pleistocene averages 8 to 10 m, attaining even 30 m in extreme cases.

## MEGATECTONIC SETTING AND VOLCANO-TECTONICS

The Mátra Mountains represent a polyvolcanic area of complex tectonic setting, modelled and re-modelled by 14 orogenic phases of different size, of which five considerable. The major paroxysms caused structural changes, fissure openings, etc. both in the volcanic superstructure and the formations occurring farther away from the mountain's bulk.

The first significant tectonic movement in the Mátra territory took place in Middle Triassic time and was associated with basic volcanism. The strikes of the diabase masses and of the present-day Darnó Line coincide, therefore the writers believe that the lava of basic composition, locally several hundred metres thick, must have poured onto the sea floor along a paleo-Darnó Line.

More significant for the formation of the Mátra was the Pyrenean phase when vigorous submarine and subaerial volcanisms began in the northeastern areas, on the margin of the Late Eocene sedimentary basin. It was that phase that brought about the disturbed structures known in the footwall of the Upper Eocene volcanic formation.

After Late Eocene volcanism and during the Oligocene the entire area of what is now the Mátra Mountains was covered by the seas.

The most renowned megatectonic element of the Mátra is the Darnó Line along which the Ladinian series was thrust, together with the diabases, over Upper Oligocene sediments. On top of the reverse fault block, the Oligocene was rapidly eroded away. Hence only Lower Miocene terrestrial deposits are known to overlie now the Ladinian underneath.

At the end of the Oligocene an epirogenic process began which reached its culmination in Late Burdigalian time. The Savian postorogenic phase resulted in volcanism, of seemingly rift-explosion type, that produced the Lower Rhyolitic Tuff. A new transgression led first to the deposition of paralic brown-coal-type lignite seams, then, in Late Helvetian time, to that of a fresh-water, marine Schlier sequence. At the end of this cycle, in the Early Styrian phase, submarine andesitic volcanism set in on present-day Mátra's western margin. With its rhythmical rejuvenations, it accumulated a typical stratovolcanic formation in a shallow sea-water environment. The strike of the volcanic fissures and trenches is N–S or NNE–SSW.

In earliest Tortonian (Badenian) time, continued explosion furnished acid pyroclastics (dacitic tuffs) which have blanketed the area almost completely. The exact location of rift-explosion cannot be proved in this case either, although on the basis of the bombs and blocks occurring in the pyroclastic formation it is supposed to have been somewhere in the basement of the present-day Mátra or in its southern foreland covered by young sediments.

The formation of the present-day superstructure of the Mátra began after the ejecting of dacitic pyroclastic materials. Varying amounts of lava and pyro-

clastics erupted from numerous fissures, both explosive and effusive, of different size. With the onset of volcanism a large rift system was formed in Mátra's southern foreland, which was filled up for the most part by the volcanoes acting on its margin. The presence of the rift has recently been verified by drilling. In the central part of the present-day Mátra the immediate footwall of the volcanic formation lies at about −460 m, whereas in the hypothetical rift the basement is supposed to lie around −2000 m or so, farther south again in a higher position. During Tortonian volcanism numerous faults and dilatational fissures were formed in Mátra's territory, and would be buried by subsequent volcanic supplies. Formations of this kind are believed to be the N–E trending range of mounts of the western Mátra (south of Jobbágyi) and the NW–SE trending ridges of the eastern Mátra. Minor fault lines promoted in the Tortonian pause of volcanism the ascension of hydrothermal solutions and vapours from which ore-bearing calcite and quartz, less frequently barite veins would develop.

The main structural directions of the Mátra are NW–SE, the secondary lines being perpendicular to them. The ore veins and lodes are often crushed, fractured, testifying to postgenetic movements. In the course of investigating the ore veins, the writers and their colleagues met even such cases when the strike of a vein did not coincide with the common main direction, but it showed a slight deviation. Hence the conclusion was drawn that a few minor ore veins might have been formed in local radial, volcanotectonic fissures as well. Formed as a result of the discharge of the stresses that had developed prior to volcanic explosions, the fissures have been locally filled up by fumarolic minerals.

Post-volcanic tectonics is significant, too. Postgenetic slips and collapses may be assigned to this category. In these, some pyroclastic or lava horizons show dislocations along faults, attaining several hundred metres in some cases. After the post-volcanic pause that followed the accumulation of the stratovolcanic sequence, the earlier volcanic channelways or crater vents rejuvenated and lifted new masses of pyroclastics and lavas to the surface. The eruptive fissures of final andesitic volcanism have been filled up, their existence being proved by the overlying andesite ridges still visible today, which extend in the axial line of the volcanic ridges. The small rhyolitic mass of the southern foreland was erupted from a local volcanic fissure rejuvenation.

Mátra's bulk has been tilted or faulted "en echelon" in southern direction. This type of faulting steps was responsible for the ENE–WSW trending opening in the northern foreland of the main ridge, from which large masses of carbonate pyroxene andesitic lava reached the surface without any explosion.

Afterwards no considerable tectonic or volcanotectonic event took place in the Mátra area, though several minor dislocations occurred in immediately subsequent Sarmatian and Pannonian times, but these did not cause any change of larger scale that might have affected the entire mountain mass. Slides connected with the incision of valleys are now manifested by vertical cliffs of 10 to 30 m height.

## HISTORY OF EVOLUTION OF THE MÁTRA

Records of Mátra's Paleozoic history are scant. A number of xenoliths, fresh or partly contact-metamorphosed, have been found in the Burdigalian Lower Rhyolitic Tuff and the Tortonian volcanics. They show a petrographic agreement with the granites and granodiorites of the Gömörides in Czechoslo-

vakia. As suggested by the distribution of the xenolites, the intrusive basement embraces only the eastern half of Mátra's territory.

The xenoliths of the western Mátra Mountains are petrographically phyllites, mica-schists and other metamorphic rocks. This sequence is known to occur to the west and northwest of the mountain, as shown by petroleum exploratory drilling of usually 1000 m depth or so.

The accumulation of the Middle Triassic geosynclinal sequence in the eastern mountain sector took place in a sea basin of varying thickness and extension. The deposition of pelitic materials and carbonate recurred several times and calcareous marls, marly limestones, marly dolomites, calcareous shales and dolomitic limestones were thus accumulated. As shown by the petrographical examinations of the rare sandy horizons, the coasts of the sedimentary basin must have been composed of mica-schists. The geosynclinal basin included, beside the eastern mountain sector, the Bükk Mountains and areas beyond it. Radiolarites are the products of the aftermath of the basic volcanism intercalating Triassic sediments and consisting of predominantly submarine effusives.

The area emerged after Ladinian time, then a considerable erosion and denudation took place. In Late Eocene, Priabonian time, a transgression pushing forward from the southwest inundated the entire mountain area. The continuity of deposition of limestones, calcareous marls and marls was interrupted at the beginning of the Pyrenean orogenic phase by a mainly intermediate submarine volcanism which has built up the present-day inselbergs occurring in the northeastern mountain foreland. The first phase ejected plenty of pyroclastics onto the surface. Explosive action was followed by an effusive period. In the course of the submarine volcanic phase a transgression brought about again a marly sedimentation.

After a volcanic pause the explosive and subsequent effusive activities set in with yet higher intensity, giving rise to a great thickness of stratovolcanics. After that, following a gradual decrease of volcanism, the sea inundated the area and Lithothamnium reefs were then built up. The varying intensity of the explosions of stratovolcanism is evidenced by the fact that air-fall tuff, lapilli and agglomerate are equally represented in the volcanoclastic accumulations.

During the volcanism and after it, very intensive post-volcanic activities began which altered the major part of the volcanics. Alteration occasionnally changed the original rock types beyond recognition. These changes are manifested mainly by silicification and argillization, in a subordinate measure by chloritization, pyritization and enrichment of potassium. These activities of the volcanic aftermath seem to be responsible, in a way, for the occurrence of ore veins and stocks in the area under consideration.

After post-volcanic activities, newer magma masses into the stratovolcanic sequence already altered, but they did not undergo any substantial change anymore. These rock bodies solidified for the most part as laccoliths, sills or dikes.

The most remarkable product of Late Eocene volcanism is the subvolcanic intrusion of kilometre order of magnitude. Its age is not yet completely clear, it may be synchronous with the afore-mentioned sill and dike formations. Getting into contact with the carbonate country rock, the intruding magma produced skarnous ore and mineral segregations.

The heavily silicified aureole above the subvolcanic body is ascribed genetically to intensive silicate metasomatism.

The fumarolic and solfataric actions taken place in the Mátra area seem to have extended over into the Lower Oligocene, for some silicification due to ascendent solutions can still be observed in the sediments of the immediate overburden.

The advance of Late Eocene transgression was hampered for a while by the supply of volcanic materials, so that the marly sediments were often intermingled with the scree removed from volcanic slopes. Hence the formation of a characteristic "andesite breccia" of marly cement carrying a faunal assemblage of Upper Eocene age.

In Lattorfian and Rupelian times, the whole area but one or two higher volcanic islands was inundated by the sea. That was the time when the crystalline basement of the western mountain sector finally and definitively submerged. In Chattian time sandier horizons formed more and more frequently; purely sandy or sandstone layers accumulated too including some glauconite in their composition. A gravel facies is known to occur at the cycle's end. The development of tuff and tuffite layers between Oligocene sediments is explained partly by repeated, mainly submarine, explosive activities, partly by redeposition of the pyroclastics of Late Eocene volcanism.

The end of the Oligocene witnessed the onset of a slow emergence, when the Savian orogeny caused the Ladinian sequence to be thrust over Oligocene beds. The reverse fault movement along the Darnó Line speeded up the transgression which reached its apogee in latest Burdigalian time. The pebbles of the conglomerates then accumulated may have derived from northern sources in what is now neighbouring Czechoslovakia, as the micaschist sequences of the western mountain sector were then already covered by Oligocene sediments of great thickness. The material of the Burdigalian terrestrial deposits is mineralogically similar to the Oligocene, but in the former the glauconite content has largely decreased.

By the end of the Burdigalian a new subsidence set in, giving rise to minor swamps and lakes. It was in these basins that the well-known variegated clay sequence, comprising clayey, marly and sandy facies alike, has been deposited. Occassionally, coastal, ripple-marked facies can also be encountered.

The pyroclastics of the explosive volcanism of the Savian post-orogenic phase filled up the terrestrial sedimentary basins and was then accumulated subaerially. The extension of the Lower Rhyolitic Tuff is approximately 6000 km$^2$. Pyroclastic blankets of so great volume are known to have erupted all over the world from a long-stretching fissure or fissure-system rather than from a single crater. Fissures of this kind have been mentioned from the western states of the USA and the region of Lakes Coatepeque and Ilopango, Salvador.

Coalified and silicified trunks in which coalification was provoked by hot volcanic dust and silicification by desilification of the glass fraction of the tuffs, can frequently be encountered in the sequence.

After the completion of rhyolitic explosions the terrain went on subsiding. Coastal swamps were formed in which fine-grained sands or clays were accumulated. These contain fossil mammal remnants, too. Gradual subsidence permitted the formation of browncoal-type lignite seams in the northwest foreland. The southern boundary of the coal-bearing facies is still unexplored. After the development of the coal-bearing sequence some rhyolitic tuffs of the coasts were removed by erosion to form then allochtonous intercalations. After that, the Early Styrian orogeny launched the Late Helvetian (Carpathian) transgression. The resulting cyclical development of clayey, marly siltstones (Schlier sequence) is 110 m thick in the eastern mountain sector, 400 to 500 m in the western one.

In the second half of the Helvetian more or fewer andesitic tuffite layers got interbedded with the clayey-marly siltstones. Toward the top of the sequence, they become more and more coarse-grained, which testifies convincingly to the setting in of Late Helvetian andesitic volcanism. Volcanic fissures and craters are likely to have been opened up in the western third of the mountain mass.

Following the Late Styrian orogeny, in Early Tortonian (Badenian) time, ejecting of acid tuffs, unprecedented in heaviness, set in, which also extended beyond the geographical boundaries of the Mátra Mountains. Again, the tuffs were ejected from a fissure or fissures and some 25 to 30 thousand square kilometres have been blanketed. In the course of explosive activity subordinate ascensions of lava also took place, their results being known presently as the dacitic domes of the eastern mountain sector. After the ascension of the domes, the ejecting of tuffs still continued for a while, for the flanks of the afore-mentioned domes are covered by additional tuff deposits.

After the formation of the dacitic tuff blanket a slight subsidence of the terrain began again, resulting in subaquatically deposited andesitic tuffs or agglomerates of varying thickness which are the products of the first phase of heaviest volcanic activity. The first andesitic eruptions started with coarse agglomerates, with blocks occasionally attaining a cubic metre order of magnitude in volume. Volcanism began in the western part of the mountains and then extended progressively into the central and eastern sectors. Showing rapid and repeated changes in occurrences both laterally and vertically, the pyroclastic accumulations prove that this activity was already a typically polyvolcanic one in which several craters were involved, simultaneously or subsequent to one another. The intensity of pyroclastic ejecta is readily illustrated by the varying grain size values and by the thickness data of the individual accumulations. The various pyroclastic horizons are separated by lava flows that may differ from one another both texturally and mineralogically. With a view to the whole territory of the Mátra, the bulk is represented by medium-grained pyroxene andesites; in some places, fine-grained or coarse-grained rock varieties occur, too. Insignificant quantities of vesicular or fluidal rock types are also known to occur. Mineralogically, an extreme variety is the pyroxene-free, i.e. leucoandesite and the biotite-pyroxene andesite.

Volcanism has locally produced a stratosequence locally exceeding even one thousand metres in thickness. It cannot be found out, however, anymore whether the 15 lava- and 16 pyroclastic horizons distinguishable are products of 16 active phases of one volcano or they have been produced by the combined activity of several adjacent craters.

The volcanic aftermath played a very significant role in altering the ejected pyroclastic material and the effused lava products. The initial phase of fumarole activities may have been very intensive, as it furnished vast rock masses leached in a cell-pattern and then oxidized. Higher-temperature hydrotherms have completely altered a part of the rocks. In formations of this kind even the character of the original rocks may often happen to be unidentifiable. A process of the volcanic aftermath seems to have been responsible for one of the most peculiar formations of the Mátra, the potassium-rich volcanite, which is heavily altered in the majority of the cases. Also, products of this post-volcanic phase are the veined ore deposits which are occasionally rentable for being mined. Essential minerals of the ore veins are galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, wurtzite and low quantities of malachite, marcasite, cerussite,

etc. Final products of the volcanic aftermath are the geyserites, hydro- and limnoquartzites occurring in the southern mountain sector. These must have been formed, undoubtedly, during hot spring activities.

In the period of the volcanic aftermath a sedimentation was taking place in the southern foreland, in bays and lagoons, wherein the fine-grained detrital material of the surrounding sources was introduced by washing, while in phases of non-erosion a lush diatom vegetation was growing, yielding in some cases diatomite beds rentable for exploitation. A part of the silica required for the development of diatom vegetation was supplied by the siliceous hot springs welling up in the northern shore of the bay or lagoon, respectively.

After the resting phase of Tortonian volcanism, again craters, volcanic fissures came into being on the partly eroded terrain. From these, pyroxene andesitic lava flows and explosive products erupted onto the surface. This volcanic activity too varied in intensity, but it consisted of two detectable active phases. This period was not followed by any considerable post-volcanic activity and the products are less heavily altered. It was in the same period or yet later that the carbonate pyroxene andesites known in the eastern mountain sector intruded the underlying sediments or, in smaller measure, they erupted onto the surface. Defining the character of the rock, carbonatization is of still uncleared origin, for what we have to do with is not the carbonatization of the Ca-feldspars or other minerals of an existing rock, but it is the partial substitution of carbonate for the glass substance of an eruptive rock. According to the opinion of the authors the magma which was still in a molten state in the depth assimilated more calcium carbonate than the amount it might have incorporated in its characteristic minerals.

Almost simultaneously with the two last-mentioned eruptive phases, two minor effusions of rhyolitic lava took place on the southern mountain border. Their age with reference to the former two cannot be cleared, as both rest on the same subjacent formations, but do not touch each other anywhere and neither is known to have its xenoliths inside the other.

After these, the erosive action brought about thick talus sheets in the vicinity of the southern and western mountain feet. The deposition of the acid tuffs and tuffites of mostly rhyolitic composition on the southern flank of the eastern mountain sector still continued well in Sarmatian time.

Late Pannonian transgression inundated the western and southern margins of the mountains. In the phases of volcanic pause, clayey sedimentation with lignite formation was taking place. In the Pleistocene and Holocene epochs, minor scree accumulations developed first and then a "highland" soil cover corresponding to the temperate climate came into being.

## ECONOMIC GEOLOGY

### ORE DEPOSITS

The large-scale geological mapping of the Mátra area was aimed at exploring the ore resources, in which considerable results were arrived at in the last decade and a half. With the exploration of new ore veins in the western mountain sector the reserves of the lead-zinc-copper mine of Gyöngyösoroszi have increased. Significant results have been obtained in the area of the ore mine at

Recsk, too, where it has become possible for prospectors to explore and develop a new, deep-seated subsurface deposit, more considerable compared to the deposit known hitherto. The new deposit is still being explored and developed.

The individual ore deposits differ from one another genetically, ore-geologically and mineralogically.

1. Post-volcanic, hydrothermal ore mineralization is known to be represented by three occurrences. In the middle sector of the western Mátra both exploration and exploitation have been conducted, with interruptions of different duration, for more than a hundred years now. The veins show predominantly NW–SE or NE–SW trends, though a few minor ore veins may deviate from these main trends. The veins are of banded, massive, disseminated or breccious development. In the last-mentioned case the ore itself is the matrix, which may be due to repeated faulting of the area. Listed in the order of precipitation, the ore minerals of the veins are the following: pyrite, wurtzite, galena, chalcopyrite, sphalerite and marcasite. Beside the essential minerals, mineralogists have described the following ore and gangue minerals: tetrahedrite, arsenopyrite, native gold, hematite, stannite, bournonite, jamesonite, semseyite, antimonite, chalcosine, covelline, boulangerite, cerussite, chalcanthite, melanterite, limonite, anglesite. Minerals of the gangue of western Mátra's ore veins: quartz, calcite, amethyst, chalcedony, manganocalcite, less frequently, dolomite, barite, celestite, gypsum, clay minerals, chabasite, laumontite, adular, inesite.

Frequent is the occurrence in the area under consideration of the so-called "poor ore vein" consisting mainly of quartz- and barite filling with some galena and sphalerite.

In the central part of the mountains the veins strike usually NW–SE, less frequently normal to it. The NE–SW striking veins are much more poorly filled with ore, moreover, they are often barren. The veins in these deposits also show banded, massive ore-disseminated and breccious features. After the formation of the breccious veins some silicification took place in the area, resulting in a marked impregnation of the breccious material. Among the banded ore veins the thin-banded ones are typical, the bands locally reaching 20 to 25 in number. A peculiar ore accumulation is that of "chalcopyrite nodules", in which a thick calcite vein carries nodules of pure chalcopyrite locally attaining the size of a man's head.

The essential ore minerals of the middle part of the Mátra Mountains are the following: pyrite, galena, sphalerite and chalcopyrite. As mineralogical rarity, the following could also be observed: chalcosine, covelline, malachite, azurite, anglesite, cerussite, argentite and bismutine. The gangue minerals at this locality are most frequently calcite and clay minerals. This was a handicap to prospecting, for hardly any vein debris could be encountered on the surface.

The country rock of the above two ore deposits is the Tortonian strato-volcanic pyroxene andesite sequence. The wall rock along the ore veins has often been markedly altered, mainly as a result of hydrothermal processes, thus being silicified, argillized, chloritized, pyrite-disseminated or potash-metasomatized. In rare cases, the ore veins were formed in a fissure of fresh pyroxene andesite.

The third post-volcanic, hydrothermal, ore deposit of the Mátra occurs in the area of the inselbergs in the northeast. The country rock there is represented by coarse-grained biotite-hornblende andesite and its heavily silicified pyroclastics. The ore minerals of the veins are pyrite, galena, sphalerite, tennan-

tite, the gangue is represented by quartz. The strike of the veins and ore streaks is NW–SE here too; in some fissures thin streaks of pure ore matter have developed. Because of the limited extension of the deposit and the small number of veins it seems to be superfluous to explore it, as its exploitation would be unrentable.

2. The other type of deposit too can be found in the inselberg area, in heavily metasomatized biotite-hornblende andesites. Along a zone of faulting or fracturing sets of stocks have been formed there, whose members have attained even several thousand cubic kilometres in volume. Since mining in that area has been run for nearly 200 years, this type of deposit has been stripped off for the most part, too. The gangue is quartz, the essential minerals are enargite, luzonite, pyrite, melnikovite, marcasite, tennantite, tetrahedrite, lautite, native gold, galena, sphalerite, seligmannite, wittichenite, galenobismuthite, emplectite, guanajuatite, covelline, chalcosine, bournonite, boulangerite, bornite, chalcopyrite, hematite and magnetite. Of these, enargite, luzonite, tetrahedrite, tennantite and pyrite are present in commercial enrichment. Many secondary minerals of much lower frequency have been recorded from the ore-mineralized area; e.g. whewellite, native sulphur, chalcanthite, melanterite, pisanite, tenorite, halotrichite, cuprite, native copper, azurite, malachite and copiapite.

3. Let us mention separately the deep level ore mineralization explored in the last decade, which occurs spatially in the deep basement of the aforementioned inselbergs, at several hundred metres depth. In the course of deep underground prospecting considerable metasomatic and porphyric copper ore accumulations of great economic significance could be explored and developed.

Metasomatic or skarnous, the ore accumulations have been formed in the Middle Triassic limestone, dolomitic limestone and dolomite sequence or on its boundaries. The magma mass responsible for metasomatism is a subvolcanic andesite of porphyric texture that has solidified in the depth. Metasomatic changes, formation of ores and minerals, have evolved even along the apophyses branching several hundred metres off the bulk of the andesite.

On the basis of the predominant minerals characteristic representatives of skarn rocks could be distinguished: e.g. with garnet, epidote, hedenbergite, wollastonite and skarn with which anhydrite, barite and laumontite accumulations are associated.

Porphyric copper ore mineralization has evolved inside the subvolcanic andesitic mass. Porphyric chalcopyrite grains several millimetres in diametre and frequent enrichments of pyrite are observable within the metallic body.

4. What is considered to be the oldest ore accumulation is the native copper formation occurring in the Middle Triassic ultrabasites, where some malachite and chrysocolla was encountered beside near-surface native copper druses. The age of the ore mineralization is Middle Triassic or younger. The resources are exhausted.

## NONMETALLIC RESOURCES

A mining product of the Mátra is diatomite which has been mined for several decades now in the southwestern foreland of the volcanic masses. The diatomite sequence has accumulated in partly landlocked lagoons. The lower horizon of the sequence is a brackish-water deposit grading, through

intervention of glassy rhyolitic tuffs, into marine sediments. Of great importance for the accumulation of diatomites must have been the hot spring and geyser activities of the volcanic aftermath as well as the runoff of silica-rich waters from the adjacent hydrothermal areas. The sequence is of Tortonian (Badenian) age.

A few quarries are operated permanently and a great number of others periodically in the Mátra area. In the permanent quarries the unaltered, pyroxene andesites of glassy matrix are worked, mainly for road construction purposes. These quarries have been opened in the youngest andesite varieties, where post-volcanic alteration is subordinate.

Two major brick-yards are being operated in the immediate neighbourhood of the Mátra, one works Rupelian foraminiferal clayey marls, the other the clays interbedded in the Upper Pannonian sandy clay sequence.

In the northwestern foreland Helvetian lignites have been mined for more than a century, in some places under the volcanics. In the southern foreland energetic lignites of Pannonian age, explored on a large scale, are being worked.

## HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS

Water yield in the Mátra depends on the relevant rate of precipitations. The watersheds are ancient fissure volcanic ridges (Mátra-bérc, Eastern Main Ridge).

Four groups of springs can be distinguished:

— ground-water springs
— springs of deeper aquifers
— fissure springs
— mineral water springs.

*Ground-water springs* occur on the mountain's margins, where the water wells up from talus scree accumulations or terraces of brooks.

*Springs of deeper aquifers* occur partly at the contacts of sediments and volcanics, partly at those of pyroclastics and lava products, when the subjacent strata, on account of their higher clay content, form an impervious layer.

*Fissure springs* occur in fractured, fissured lava rocks, welling up with varying water yield in many cases in mine workings or along minor veins.

*Mineral springs* draw their water most frequently from Middle and Upper Oligocene sediments making up the sedimentary substrate or from the hydrothermally altered pyroclastics of the Upper Eocene. Among the springs under consideration there are springs with waters of purely carbonic acid-, carbonic acid-hydrogen sulphide-, ferruginous-carbonic acid- and carbonic acid-sulphate content.

Hydrogeologically interesting are the swamps and bogs formed on morphological flats, where the meteoric water accumulates on top of the impervious layer of the bentonitized pyroclastics occurring at different altitudes.

The waters of springs and wells are markedly dissimilar in chemical composition: those of deeper wells and boreholes are richer in sodium, near-surface springs are mainly calcium-rich. The sulphate ion content of the waters is considerable when the mother rock is sapropelic clay or a pyrite-and-coal-bearing sequence.

## IRODALOM — REFERENCES


*Aktiebolaget Elektrisk Malmletning 1937: Jelentés az 1937. évi recski elektromos mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.

Alliquander Ö. 1931: Magyarország bánya- és kohóipara az 1912—1926. évben. — Budapest.

Andreánszky G. 1953: Adatok a hazai harmadidőszaki erdők ismeretéhez kövült fatörzsek vizsgálatai alapján. — Földt. Közl. 83. pp. 278—286.

Andreánszky G. 1954: Ősnövénytan. — Akad. Kiadó, Budapest.

Andreánszky G.—Kovács É. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. — Földt. Int. Évk. 44. pp. 1—326.

Andrian, F. 1866: Die Erzlagerstätten der Mátra. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 14. 49—52. pp. 387—389, 398—399, 405—411.

Andrian, F. 1867a: Vorlage der Karte des Mátragebirges und seiner Umgebung. — Verhandl. Geol. Reichsanst. 4. pp. 79—80.

Andrian, F. 1867b: Die geologischen Verhältnisse der Erzlagerstätten von Recsk. — Verhandl. Geol. Reichsanst. 8. pp. 167—169.

Andrian, F. 1868a: Die geologischen Verhältnisse der Mátra. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 18. 4. pp. 509—529.

Andrian, F. 1868b: Umgebung im Erlau und Gyöngyös. — Magyarország részletes földtani térképe, 1:144 000, 6. lap.

Auervain, F. 1927: Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihre Umrandung. — Schweitz. Min.-Petr. Mitteil. 7. pp. 1—28.

Bagoly L. 1961: A parádsasvári források hidrológiai vizsgálata. — Hidr. Tájék. pp. 30—40.

Balkay, B. 1960: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. — Ann. Univ. R. Eötvös 3. pp. 7—14.

Balkay, B. 1962: On the Neozoic magma tectonics of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 7. 1—2. pp. 159—162.

Balogh K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. 2. pp. 245—719.

Balogh K.—Rónai A. 1965: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, L-34-III. Eger. — Földt. Int. Kiadv.

*Bartha F. 1965: A Nagyréde 68/31. sz. fúrás pannóniai faunája. — Földt. Int. Adattár.

*Bartkó L. 1950: Jelentés a Gyöngyössolymos környékén végzett kvarcitkutatásról. — Földt. Int. Adattár.

*Bartkó L. 1953: Agyagkutatás a Gyöngyösi Ásványbánya Vállalat részére. — Földt. Int. Adattár.

Bartkó L. 1961: Az észak-magyarországi barnakőszén-telepek kora. — Földt. Közl. 91. pp. 143—146.

*Bartkó L. 1961—62: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. — Kandidátusi értekezés.

Bartkó L.—Boda J.—Széky F. 1963: A Pásztó 1. távlati kutatófúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról, pp. 339—341.

*Basso I. 1937: Jelentés a Magyar Királyi Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1937. évben Nagybátony vidékén végzett szeizmikus mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.


* Kézirat — manuscript.

BÁLDI T. 1968: Az európai neogén emeletek helyzetéről. — Földt. Közl. 98. 2. pp. 285—289.
BÁLDINÉ BEKE M. 1960: Magyarországi miocén Coccolithophoridák rétegtani jelentősége. — Földt. Közl. 90. pp. 213—223.
BÁRDOSSY GY. 1961: Kovásodott fatörzsek röntgendiffraktométeres vizsgálata. — Földt. Közl. 91. pp. 442—444.
BÁRDOSSY GY.—HAJÓS M. 1963: A szurdokpüspöki diatómás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról, pp. 121—141.
BÉKEFI R. 1898: A pásztói apátság története. — Budapest.
BEMMELEN, R. W. 1961: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. — Overdruk Geologie en Mijnbouw 40e jaargang 12. pp. 399—411.
BERGH Á.—GEDEON A.—STEGENA L. 1956: A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutatóeljárásról. — Geof. Közlem. 5. 4. pp. 31—38.
BERNÁTH J. 1866: A magyarországi trachitok vegyelemzése. — MTA Term. Tud. Közlem. 4. p. 304.
BERNÁTH J. 1878: A magyarországi ásványvizek lelőhelyei. — Math. és Term. Tud. Közlem. 15.
BERNHARD, C. 1866: Die Kupfer und Silberlagerstätten der Mátra im Ungarn. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 14. 12. pp. 90—91.
BERNHARD, C.—FELLENBERG, E. 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. — Separat-Abdruck aus „Gangstudien" 4. pp. 3—228.
BEUDANT, F. S. 1822: Voyage mineralogique et geologique en Hongrie. I.—III. — Paris, II., III.
BOGNÁR L.—PÓKA T. 1964: A nagybátonyi andezittelér slír- és homokkőérintkezései. — Földt. Közl. 94. 1. pp. 82—88.
BOGSCH L. 1943: Homokos fáciesű tortonai fauna Mátraverebély melletti szentkúti kolostor környékéről. — Földt. Int. Évk. 36. 4.
BÓNA J.—RUMLINÉ SZENTAI M. 1966: A mátraaljai lignitkutató fúrások palinológiai eredményei. — Földt. Közl. 96. 4. pp. 421—426.
BONDOR L. 1960: Magyarországi glaukonitos kőzetek üledékföldtani vizsgálatai. — Földt. Közl. 90. pp. 293—299.
BOROVSZKY S. 1909—1910: Heves vármegye. — Magyarország vármegyéi és városai.
*BORSZÉKI S. 1954: Jelentés a recski érchányában az 1954. évben folytatott termális mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*BORTNYÁK I. 1950: A kaolinelőfordulás kutatásainak történeti és előzményes alapja. — Földt. Int. Adattár.
BÖCKH H. 1909: Geológia I—II. — Selmecbánya.
*BÖCKH H. 1910: Szakértői javaslat Parád gyógyfürdő lúgos savanyúvize, a sasvári csevice védőterületének megállapítása ügyében. — Földt. Int. Adattár.
BÖCKE, J. 1867: Die Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. — Jahrb. Geol. Reichsanst. pp. 225—342.
BÖCKH J. 1907: A petróleumra való kutatások állása a Magyar Szentkorona országaiban. — Földt. Int. Évk. 46. pp. 369—479.
BÖCKH J.—GESELL S. 1896: A Magyar Korona országai területén mívelésben és feltárásban levő nemesfém, ércz, vaskő, kősó és egyéb értékesíthető ásványok előfordulási helyei. — Földt. Int. Alk. kiadv. pp. 1—6.
BÖCKER T. 1966: A bányászat hatása Mátraszentimre vízellátottságára. — Földt. Kut. 9. 1. pp. 38—42.
BULLA B. 1962: Magyarország természeti földrajza. — Budapest.
BULLA B. 1964: Magyarország természeti földrajza. — Budapest.
BULLA B.—MENDÖL T. 1947: A Kárpátmedence földrajza. — Budapest.
BURRI, C.—NIGGLI, P. 1949: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I.—II. — Zürich.
CHENEVIÈRE E. 1933: A szurdokpüspöki kastély alatt levő új felső-miocén lelőhely diatómái. — Földt. Közl. 63.
CHOLNOKY J. 1928: Magyarország földrajza. — Pécs.
*CORNIDES I. 1969: Tömegspektrométeres izotópgeokémiai vizsgálatok a mátrai ércesedés területén. — Földt. Int. Adattár.
CORNIDES I.—KISS J.—SZEREDAI L. 1966: A középső mátrai érctelér képződési hőmérséklete a 180-izotóp relatív gyakorisága alapján. — Földt. Közl. 96. 1. pp. 43—55.
CZIRÁKY J.—SCHIEFNER K. 1962: A Mátra-vidéki szénsavas források. — Hidr. Közl. 5. pp. 439—449.

Czirbusz G. 1899: Balbi egyetemes földrajza. — V. 1.
Czirbusz G. 1900: A Nagy Magyar Alföld keletkezése. — Földr. Közl. 28. pp. 76—86.
Czirbusz G. 1902: Magyarország a XX. század elején. — Temesvár. pp. 312—315.
*Csalagovits I. 1968: Rétegtani szinthez kötött réz-, ólom- és cinkére indikációk a Magyar Népköztársaság területén. — Földt. Int. Adattár.
Csepreghyné Meznerics I. 1951a: A keletcserháti helvéti és tortonai fauna. — Földt. Int. Évk. 41. pp. 1—129.
Csepreghyné Meznerics I. 1951b: A Salgótarján vidéki slír és pektenes homokkő faunája. — Földt. Közl. 81. pp. 303—319.
Csepreghyné Meznerics I. 1953: A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. — Földt. Közl. 83. 11. pp. 35—55.
Csepreghyné Meznerics, I. 1956: Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 4. 2. pp. 183—207.
Csepreghyné Meznerics, I. 1960: Das marine Neogen Ungarns in seiner Beziehung zum Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52. pp. 10—20.
*Csillag J.—Nagy I. — Radócz Gy.—Varga Gy.—Zelenka T. 1969: Előzetes jelentés a recski mélyszinti érckutató mélyfúrások földtani újravizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1958: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1960: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky, E. 1961a: Metóda geologickeho mapovania v pohori Mátry v mierke 1:5000 (5000-es földtani térképezés módszere). — Referáty prednesené na 1. seminári ceskoslovenskych a madarskych geologov v Kosiciach v dnoch 1—3. 11. 1961. Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1961b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1962: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1963: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Csillagné Teplánszky E. 1964a: Mátrafüred és Mátraháza környékének földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, pp. 451—457.
*Csillagné Teplánszky E. 1964b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Csillagné Teplánszky E. 1965a: A Mátra hegység középső részének fedőandezit változatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. pp. 215—219.
*Csillagné Teplánszky E. 1965b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1966a: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyös (Mátraháza). — Földt. Int.
*Csillagné Teplánszky E. 1966b: Recsk V. sz. mélyfúrás dokumentációja. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1966c: Recsk VI. sz. mélyfúrás dokumentációja. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1966d: Recsk VII. sz. mélyfúrás dokumentációja. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1966e: A Mátraszentimre 2. sz. földtani alapfúrás teljes dokumentációja. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1966f: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyöspata. — Földt. Int.
*Csillagné Teplánszky E. 1966g: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Csillagné Teplánszky E. 1967a: Kőzetkémiai összehasonlító vizsgálatok a Mátra hegység középső részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 317—331.
*Csillagné Teplánszky E. 1967b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Szuha (Mátraalmás). — Földt. Int.
Csillagné Teplánszky E. 1968a: A Mátraszentimre 2. sz. alapfúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 197—209.
Csillagné Teplánszky E. 1968b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyössolymos (Gyöngyösi Ércbánya). — Földt. Int. kiadv.
*Csillagné Teplánszky E. 1968c: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Kisnána. — Földt. Int.
*Csillagné Teplánszky E. 1968d: Recsk XXVIII. sz. mélyfúrás anyagvizsgálata és földtani értékelése. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1968e: Recsk XXX. sz. mélyfúrás anyagvizsgálata és földtani értékelése. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1969a: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Domoszló. — Földt. Int.

*Csillagné Teplánszky E. 1969b: Recsk XXXII. sz. mélyfúrás anyagvizsgálata és földtani értékelése. — Földt. Int. Adattár.
*Csillagné Teplánszky E. 1970: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Pusztakőkút. — Földt. Int.
Csillagné Teplánszky E. 1971: Újabb adatok Parádfürdő környékének mélyföldtanához. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról, pp. 327—342.
Csilling L.—Báldi T. 1963: Újabb adatok a mátraalji miocénhez. — Földt. Közl. 93. 3. pp. 387—389.
Dobos I. 1962: A gyöngyöshalászi hévízfúrás. — Hidr. Tájék. pp. 457—464.
Emszt K. 1913: Jelentés a Magyar Királyi Földtani Intézet chemiai laboratóriumának működéséről. — Földt. Int. Évi Jel. 1912-ről, pp. 266—279.
Emszt K. 1939: A kisterenyei ásványos forrás elemzési adatai. — Hidr. Közl. 19. p. 45.
Emszt M. 1964: Oxidációs és víztelenedési folyamatok kísérleti vizsgálata a mátrafüredi piroklasztikumokon. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 323—328.
Erdey P. 1853: Parádi gyógyvizek. — Pest.
Erdey P. 1868: Értekezés a mátrai bányaműveletekről. — Magy. Orv. Természetvizsg. XIII. Egri Vándorgyűl. Munk. pp. 409—411.
Erdélyi J. 1962: Hidrohalloysit (hidroendellit), a halloysit-csoport új ásványa Nagybányáról (Baia Mare, Románia) és a Mátrából. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről, pp. 77—96.
*Erdélyi M. 1944: A Mátraalja morfológiai vázlata. — Földt. Int. Adattár.
*Erkel A. 1956a: Jelentés az 1956. évi recski gerjesztett potenciál kísérleti mérésekről. — Földt. Int. Adattár.
*Erkel A. 1956b: Jelentés a Szurdokpüspöki környékén végzett kísérleti ellenállásmérésről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*Esztó P.—Vendel M.—Káposztás P. 1948: Recski ércbányára vonatkozó adatok. — Földt. Int. Adattár.
Fáy A. 1819: Parád leírása több tekintetből. — Tud. gyűjt. 5. 6. pp. 3—25.
*Fekete J. 1936a: Jelentés az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által Parád, Recsk és Nagybátony vidékén végzett geofizikai felvételekről. — Földt. Int. Adattár.
*Fekete J. 1936b: A Geofizikai Intézet 1936. évi működéséről szóló összefoglaló jelentés. — Földt. Int. Adattár.
*Fekete J. 1936c: Jelentés az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1936-ban Nagybátony, Parád, Recsk és Bükkszék vidékén, valamint Füzesabony és Kál-kápolna vidékén végzett torziós inga és földmágneses mérésekről. — Földt. Int. Adattár.
*Fekete J. 1938: Jelentés a Báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1938-ban Mezőkövesd és Recsk vidékén, továbbá Füzesabony, Kömlő, Tiszasüly, Szolnok, Cegléd, Vámosgyörk helységek által határolt területen végzett graviméteres mérésekről. — Földt. Int. Adattár.
*Fekete J. 1939: Jelentés a Geofizikai Intézet által 1938. évben Mezőkövesd és Recsk, stb. vidékén végzett graviméteres mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*Félegyházi Zs.—Vecsernyés Gy. 1970: Jelentés a Darnó-hegy térképezéséről. — OÉÁ.
Felletár E. 1861: A parádi kénes gyógyvizek vegybontása. — Magy. Term. Tud. Társ. Közlem. 2. p. 118.
*Ferenczi I. 1933: Adatok a magyarországi só, olaj és földgáz lehetőségek kérdéséhez. — Földt. Int. Adattár.
Fichtel, J. E. 1791: Mineralogische Bemerkungen von den Karpaten. — 2. Wien.
*Finkey J. 1937: Jelentés a gyöngyösoroszi ércekkel végzett laboratóriumi flotációs kísérletekről. — Földt. Int. Adattár.
Finkey J. 1938: A recski kékpala flotálása. — Mat. és Term. Tud. Ért. 58. 2. pp. 608—617.
Forgách, J. 1961: K premenám neovulkanitov na Slovenska II. — Geol. Práce, Zprávy 23. pp. 181—206. Bratislava.
*Földessy J. 1970: A Darnó-hegy kőzettani és geokémiai viszonyai. — Szakdolgozat.
Földvári, A.—Hajdu-Molnár, K. 1968a: Studies on the „Schlier" formation. I. Granulometrical types of the „Schlier" formation in North Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12. p. 167.
Földvári, A.—Hajdu-Molnár, K. 1968b: Studies on the „Schlier" formation. III. The palaeogeography of the „Schlier" in North Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12. p. 189.
Földvári, A.—Hajdu-Molnár, K. 1970: Studies on the „Schlier" formation. V. The micromineralogy of the „Schlier" in North Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. p. 343.

FÖLDVÁRI, A.—HAJDU-MOLNÁR, K.—WALLACHER, L. 1970: Studies on the „Schlier" formation. VI. The lithostratigraphy of the Miocene cover of the coalbearing „Schlier" sequence in North Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. p. 349.
FÖLDVÁRI, A.—SZABÓ-SOMOGYVÁRI, K. 1968: Studies on the „Schlier" formation. IV. Foraminiferal biofacies zones of the „Schlier" in North Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12. p. 193.
FÖLDVÁRI, A.—SZABÓ-SOMOGYVÁRI, K. 1970: Studies on the „Schlier" formation. VII. Microstratigraphy of the North Hungarian Miocene „Schlier" formation based on the changes of foraminiferal biocoenoses and the existence of a „Tortonian" Schlier facies. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. pp. 357—367.
FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1967a: A területi ritkafémkutatás új eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 495—498.
FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1967b: A ritka elem dúsulások felismerésének alapelvei. — Földt. Int. Alk. kiadv.
FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1969: Az országos területi ritkafémkutatás 1967. évi eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 303—313.
FRANK M.—PAPP F.—SARLÓ K. 1949: Magyarország ásványvizei. — Balneológiai Könyvtár 2.
FRANZENAU Á. 1895: Heves megyei agyagok. — Földt. Közl. 25. p. 368.
FRANZENAU Á. 1896: Paleontológiai közlemények. — Természetrajzi Füz. 19. pp. 93—97.
FUCHS, TH. 1877: Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des Ungarisch-Steierischen Tieflandes. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 29. p. 659.
*GAGYI PÁLFY A. 1950: A recski ércbánya ércvagyonbecslése. — Földt. Int. Adattár.
*GAGYI PÁLFY A. 1956: A recski ércelőfordulás összefoglaló jelentésének bírálata. — Földt. Int. Adattár.
*GEBHARDT F. 1931: Rövid útmutatás a recski flotátum arany és ezüst tartalmának meghatározásáról. — Földt. Int. Adattár.
*GEDEON A. 1955: Jelentés a Mátra hegységben 1955. évben végzett érckutató geokémiai kutatásról. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*GEDEON A. 1956—58: Hidrokémiai és metallometriai felvételek a Mátrában. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*GEDEON A. 1958—60: Jelentés a Mátra hegységben végzett érckutató geokémiai felvételekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*GEDEON A. 1960—61: Időszaki jelentés a Mátra hegységben végzett érckutató geokémiai felvételekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
GEDEON A. 1964: Geokémiai mérések a Mátra hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 337—346.
GOROVÉ L. 1876: Eger városának történetei. — Eger.
GRASSELLY GY. 1953: Ásvány- és ércelemzési módszerek. — Akad. Kiadó, Budapest.
GREGUSS, P. 1969: Tertiary angiosperm woods in Hungary. — Akad. Kiadó, Budapest.
GREISIGER R. 1914: A körmöcbányai m. kir. pénzverő hivatalánál az 1870. évtől 1913. évig beváltott nemesfém anyag statisztikája. — Bány. Koh. Lapok 48. 1. p. 628.
HAIDINGER, W. 1850: Note über das Vorkommen von gediegenem Kupfer zu Recsk bei Erlau in Ungarn. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 1. pp. 145—149.
*SZ. HAJÓS M. 1955: Javaslat a szurdokpüspöki kovaföldbánya távlati fejlesztési tervéhez. — Földt. Int. Adattár.
HAJÓS M. 1956: Előzetes jelentés a szurdokpüspöki nagy kovaföldbánya kovaüledékeinek anyagvizsgálatáról. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről, pp. 53—68.
HAJÓS M. 1959: A szurdokpüspöki kovaföldrétegek algái. — Földt. Közl. 89. 2. pp. 115—169.
*HAJÓS M. 1962: Mátraalja diatómás üledékeinek földtana. — Kandidátusi értekezés.
HAJÓS M. 1964: Mátraalja miocén diatómás üledékeinek földtani és ősnövénytani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 495—510.
HAJÓS M. 1965: Riolittufa gömbkonkréciók vékonycsiszolati vizsgálata. — Földt. Közl. 95. 4. pp. 455—456.
HAJÓS M. 1968: Mátraalja miocén üledékeinek diatómái. — Geol. Hung. ser. Pal. 37.
HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1961: Növénymaradványok a Gyöngyöspatai medence kovaföldüledékeiből. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 385—397.
HALAVÁTS GY. 1899: A jobbágyi (Nógrád megye) mammutlelet. — Földt. Közl. 29. 1—4.
HALÁSZ A. 1954: Mátra hegységi pirites andezittufákkal végzett dúsítási kísérletek. — Bány. L. 10. (87). 2. pp. 73—77.

*Halász A.—Demeter L. 1953: Barit kinyerése a gyöngyössolymosi kvarcittörőmű 0—1 szemnagyságú frakciójából. — Földt. Int. Adattár.
Hanák K. 1897: Mátrai kalauz. — Gyöngyös, pp. 1—42.
Hanák K.—Stiller I.—Széky I. 1909: Mátrai és gyöngyösi kalauz. — Gyöngyös, pp. 1—149.
Hantken M. 1870: A kiscelli tályag elterjedése Nógrád megyében. — Magy. Földt. Társ. Munk. 5. pp. 126—200.
Hantken M. 1876: A Clavulina Szabói rétegek faunája. — Földt. Int. Évk. 4. pp. 1—82.
Haraszty Á. 1953: Petőfibánya barnaszeneinek mikroszkópos vizsgálata. — MTA Biol. Oszt. Közlem. 2. 2—3. pp. 245—254.
Hauer, K. 1865: Die fossile Kohlen von Oesterreich. — pp. 216, 220—221. Wien.
Hauer, K. 1867: Untersuchungen über die Feldspate in Ungarisch-siebenbürgischen Eruptivgesteinen. — Verhandl. Geol. Reichsanst. p. 14.
Hauer, K. 1870: Geologische Überschichtskarte der Öster. Ung. Monarchie. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 20. 4. pp. 481—489.
Hámor G.—Jámbor Á. 1971: A magyarországi középsőmiocén. — Földt. Közl. 101. 2—3. pp. 91—102.
Helke, A. 1938: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens, besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. — Archiv f. Lagerstättenforschung, 66. pp. 128—129.
Herrmann M. 1955: Mátrai és cserhátaljai pannonhomokok vizsgálata. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 6. pp. 7—14.
Heves vármegye monográfiája. — 1909.
Hoffer A. 1925: Az Északnyugati Felvidék vulkánjai. — Honismeret.
*Hoffmann R. 1907: Jelentés Pétervására, Bodony, Balla és Derecske szénterületeiről. — Földt. Int. Adattár.
Hofmann K. 1879: Megjegyzések a trachitok anyagának a hazai óharmadkori lerakódásokban való előfordulására. — Földt. Közl. 9. pp. 406—411.
Hojnos R. 1923: Adatok a kis Zagyva környékének földtani ismeretéhez. — Budapest.
Hojnos R. 1924: Mátraderecskei kaolin. — Földt. Közl. 54. pp. 79—85.
Hojnos R. 1925: Jelentés a Recsk környéki bitumen előfordulásokról. — Az Enargitbánya és Kohóművek kiadása, 11. 1—18.
Hojnos R. 1933: A Mátra gazdasággeológiai jelentősége. — Földt. Szemle melléklete, pp. 1—12.
Horusitzky F. 1953: Magyarországi kovaföldelőfordulásokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 39—48.
Horusitzky F. 1954: Az Északnyugati Középhegység nyugati részének földtani áttekintése. — Földr. Ért. pp. 213—242.
Horusitzky, F. 1965: Die Chronologie der tertiären Pyroklastite Ungarns. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 297—303.
Horusitzky H. 1901: A gyöngyöspatai diatomáczeás föld. — Földt. Közl. 31. 31—39.
Hunfalvy J. 1863a: Magyarország és Erdély eredeti képekben. — Darmstadt. I—III.
Hunfalvy J. 1863b: A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása. I. — pp. 311—313, 330—332.
*Jakoby L. 1938: A gyöngyössolymosi ércelőfordulás (zink, ólom, arany-ezüst) viszonyainak és rentabilitásának ismertetése. — Földt. Int. Adattár.
Jakoby L. 1952: A Gyöngyös vidéki cink- és ólomérc hazai kohósításának lehetősége és jelentősége az első ötéves tervünkben. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 3. 2—4.
*Jantsky B. 1956: Asztagkő és környékének földtani felépítése. — Földt. Int. Adattár.
Jantsky B. 1960: Geológuskalapáccsal az ércek nyomában. — Gondolat Kiadó, Budapest.
Jaskó S. 1946: A Darnó-vonal. — Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről, 8. 2. pp. 63—72.
*Jaskó S. 1949: Ásványi nyersanyagok magyarországi előfordulásának jegyzéke. — Földt. Int. Adattár.
Jámbor Á.—Moldvay L.—Rónai A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-II. Budapest. — Földt. Int. kiadv.
*Jámborné Kness M. 1965: A Nagyréde 68/31. sz. fúrás rétegeinek mikrofaunája. — Földt. Int. Adattár.
*Járányi I.—Csajághy G.—Vidacs A. 1962: Biokémiai tényezők szerepe andezitek mállásában. — Földt. Int. Adattár.
Járányi I.—Vidacs A.—Csajághy G. 1964: Biokémiai tényezők szerepe az andezitek mállásánál. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 321—326.

JÁVORKA S. 1957: Függelék: Kitaibel Pál ásványainak és kőzeteinek jegyzéke. — Budapest, pp. 189—190.
JUGOVICS L. 1940: A Sulyomtető aszfaltnyomokat tartalmazó andezitje a Cserhát-hegységben. — Mat. és Term. Tud. Ért. 59. pp. 275—288.
*JUGOVICS L. 1950: Geológiai szakértői vélemény Recsk környékén nyitandó kőbányáról. — Földt. Int. Adattár.
*JUGOVICS L. 1951: Csákánykő — Recsk vidékén — andezitbányájának kialakítása, kőzetének sajátságai és felhasználhatósága. — Földt. Int. Adattár.
*JUGOVICS L. 1953: Gyöngyösoroszi völgyzárógát feltöltéséhez szükséges kőzetanyag termelése. — Földt. Int. Adattár.
JUGOVICS L. 1954: A vulkáni tufák, mint építőkőzetek. — Építőanyag, 6. 11. pp. 399—407.
JUGOVICS L. 1958a: Néhány építésre és falazótömb előállítására alkalmas vulkáni tufaterületünk kőzetanyagának sajátságai és bányászatuk. — Építőanyag 10. 12. pp. 431—445.
*JUGOVICS L. 1958b: Hazánk vulkáni tufái. — Földt. Int. Adattár.
JUGOVICS L. 1962: Mesterséges tó a Nyugati-Mátrában. — Földr. Ért. 4. pp. 506—509.
KALECSINSZKY S. 1906: A magyar korona országainak ásványszenei. — Földt. Int. kiadv.
*KASZANITZKY F. 1953: Jelentés a Nyugati-Mátrában (Gyöngyösoroszi) 1953-ban végzett bányageológiai munkákról. — Földt. Int. Adattár.
KASZANITZKY, F. 1959a: Genetic relations of ore occurrence in the Western Mátra Mountains, North Eastern Hungary. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 51. pp. 5—28.
KASZANITZKY F. 1959b: A gyöngyösoroszi ércanyag származásáról és horizontális övességéről. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Geokém. Konf.
KASZANITZKY F. 1961: Pirrhotin Gyöngyösorosziból. — Földt. Közl. 91. 4. pp. 452—453.
KASZANITZKY, F. 1962: Origin and horizontal zonation of the ore minerals at Gyöngyösoroszi. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 7. 1—2. pp. 197—205.
KASZANITZKY, F.—RÓZSAVÖLGYI, J. 1963: Halloysit pseudomorph after calcit from Gyöngyösoroszi. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 55. pp. 7—8.
KERTAI GY. 1935: Hidrotermális aragonit andezitből és mészkőből. — Földt. Közl. 65. pp. 354—362.
KÉRI J. 1964: A dél-nógrádi barnakőszénterület újabb kutatási eredményei. — Földt. Közl. 94. pp. 466—472.
*KISS J. 1957: A Darnó-hegy kora és érce. — Földt. Int. Adattár.
KISS J. 1958a: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó-hegyen. — Földt. Közl. 88. 1. pp. 27—41.
KISS J. 1958b: A Darnó-hegyi neogén üledékkőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 88. 2. pp. 210—214.
*KISS J. 1958c: Nagygalya—Nagylipót—Aranybányafolyás (Mátra hegység) ércesedése és vulkanológiai felépítése. — Földt. Int. Adattár.
KISS, J. 1960: New ore occurrence in the environment of Nagygalya, Nagylipót and Aranybányafolyás, Mátra Mountains NE Hungary. — Ann. Univ. Sc. Budapest. 3. pp. 55—81.
KISS J. 1964: Allitos és sziallitos ásványok és szerepük a Középső Mátra ércesedésében. — Földt. Közl. 94. 4. pp. 422—431.
*KISS J.—KISVARSÁNYI G. 1954: Jelentés az 1954. évi nyári Darnó-hegyi (Recsk) földtani térképezésről. — Földt. Int. Adattár.
KISS-KOCSIS I.-NÉ 1954: A szurdokpüspöki diatómás pala faunája. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről, pp. 33—35.
KISVARSÁNYI G. 1954a: Parádfürdő környéki ércesedés. — Földt. Közl. 84. 3. pp. 191—200.
*KISVARSÁNYI G. 1954b: Recsk-parádfürdői érckutatások. I. II. — Földt. Int. Adattár.
*KISVARSÁNYI G. 1955a: A recski Lahóca földtani felépítése és szerkezete, kőzetei és érce, megkutatottsága és hidrológiai viszonyai. — Földt. Int. Adattár.
*KISVARSÁNYI G. 1955b: Összefoglaló jelentés a recsk-parádfürdői ércelőfordulásokról és a Recski Ércbánya ércvagyonbecslése. — Földt. Int. Adattár.
*KISVARSÁNYI G. 1956: Parád gyógyfürdő fejlesztésének földtani vonatkozásai. — Földt. Int. Adattár.
KITAIBEL, P. 1799: Über das Matragebirge in topographischer-naturhistorischer Rücksicht. — Literarischer Anzeiger für Ungarn. 18. 7—8. pp. 26—32.
KITAIBEL, P. 1829: Hydrographia Hungariae. I.—II. — Pest. II. pp. 162—204.

KITAIBEL, P. 1837: Die berühmtesten Bäder und Grundbrunnen von Ungarn. — Wien, p. 136.
KJARTANSSON, G. 1957: Some secondary effects of the Hekla Eruption. — Visindafélag Islendinga. The Eruption of Hekla 1947—48. III. Reykjavik.
KLEINSCHMIDT, J. L. 1866: Die Kupfer und Silberlagerstätten der Mátra in Ungarn. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 14. 40. pp. 317—319.
KLIVÉNYI, E. 1961: The occurrence in the of striped calcites containing manganese in Gyöngyösoroszi. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 14. pp. 59—66.
KOCH A. 1907a: Adácson Heves megyében 1904-ben fúrt ártézi kút geológiai szelvénye. — Földt. Közl. 37. pp. 346—349.
*KOCH A. 1907b: Jelentés a Heves megyei hatvani fúrásról, Rózsaszentmárton község határában levő lignitelőfordulásról. — Földt. Int. Adattár.
KOCH S. 1927: Trianoni Magyarország ásványai. — Term. Tud. Közl. Pótfüzet, 59. pp. 45—48.
KOCH S. 1931: Magyarország jelentősebb ásványelőfordulásai. — In: REICHERT—ZELLER—KOCH: Ásványhatározó. pp. 155—209. Budapest.
KOCH, S. 1958: The associated occurrence of the three ZnS-modifications in Gyöngyösoroszi. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 11. pp. 11—22.
KOCH S. 1959: Magyarország harmadkorú vulkanitjaival kapcsolatos ércelőfordulásai. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Geokém. Konf.
KOCH, S. 1962: The tertiary volcanic mineralization in Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 7. 1—2. pp. 187—195.
KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. — Akad. Kiadó.
KOCH S.—MEZŐSI J.—GRASSELLY GY. 1949: A gyöngyösoroszi Zgyerka altáró kőzetei és ásványai. — Acta Univ. Szeged. Min. Petr. pp. 1—17.
KOCH S.—SZTRÓKAY K. 1955: Ásványtan. — Budapest, p. 438.
KONECNY, V.—BAGDASARIAN, G. P.—VASS, D. 1969: Evolution of neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. 1—4. pp. 245—258.
KORIM K. 1949: Magyarországi glaukonitos üledékek. — Bány. Koh. Lapok 82. pp. 325—329.
KŐRÖSSY L. 1950: Néhány szó az alföldi olaj származásához. — Bány. Koh. Lapok. 83.
KRETZOI M. 1942: Két új Agriotheriida a magyar pannonból. — Földt. Közl. 72. pp. 257—259.
KRETZOI M.—PÁLFALVI I. 1969: Flóra és gerinces fauna adatok a szurdokpüspöki kovaföldbánya rétegtani megismeréséhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 273—279.
KUBINYI F. 1867: A recski természrőzről Heves megyében és diorit képletről, melyben a réz találtatik. — Magy. Földt. Társ. Munk. 3. pp. 1—7.
KUBOVICS I. 1962: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. — Földt. Közl. 92. 3. pp. 280—296.
KUBOVICS I. 1963a: Az Északkeleti Mátra földtani és kőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 93. 2. pp. 186—203.
KUBOVICS I. 1963b: Az ÉNy-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. — Földt. Közl. 93. 4. pp. 466—480.
KUBOVICS I. 1964a: Glaukonitos magmatit a Mátra hegységből. — Földt. Közl. 94. pp. 432—443.
*KUBOVICS I. 1964b: A Ny-Mátrai K-metaszomatózis és szeladonit képződés. — Előadás a Magyar Földt. Társ. 1964. nov. 30-i ülésén.
KUBOVICS, I. 1964c: Primary glauconite in igneous rocks. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. 1—4. pp. 19—35.
KUBOVICS, I. 1965: The role of Potassium metasomatism on volcanic rock genesis in the Western Mátra Mountains. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 193—213.
KUBOVICS I. 1966: A kálimetaszomatózis szerepe a nyugat-mátrai kőzetképződésben. —. Földt. Közl. 96. 1. pp. 13—26.
*KUBOVICS I. 1970: Petőfibánya I. sz. mélyszerkezeti fúrás ásványkőzettani vizsgálata.
KUBOVICS I.—PANTÓ GY. 1970: Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. — Akad. Kiadó, Budapest.
*KUN B.—PANTÓ E.—SOÓS I.—SZABÓNÉ DRUBINA M.—SZANDTNER A.—VIDACS A. 1966: A gyöngyösoroszi tarkaérc és a Bakony mangánérc bányászata. — OÉÁV.
*KUTHAN, M. 1961: Novsie smety a vysledky v skumani neovulkanitov Slovenska a stanovenie prognózy surovin. (Újabb ismeretek és adatok szlovákiai neovulkanitok ipari nyersanyagairól.) — Referáty prednesené na 1. seminári ceskoslovenskych a madarskych geologov v Kosiciach v dnoch 1—3. 11. 1961. Földt. Int. Adattár.

*Lakatos S. 1953a: Jelentés a recski érckutató jellegű természetes potenciálmérésekről. — Földt. Int. Adattár.
*Lakatos S. 1953b: Jelentés a Mátra—Jászberény—Szolnok 120 kV-os távvezeték nyomvonalán felvett talajellenállás mérésről. — Földt. Int. Adattár.
Láng S. 1952: A Mátra geomorfológiája. — Földr. Ért. 1. 3.
Láng S. 1953: Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi Középhegységben. — Földr. Közl. 1. (77.) 1—2. pp. 21—64.
Láng S. 1955: A Mátra és Börzsöny természeti földrajza. — Földr. Monogr. 1. Budapest.
*Lendvai K. 1961: Előzetes jelentés az 1961. febr. hóban Gyöngyös környékén végzett szeizmikus kutatásról. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*Lendvai K.—Lambert F. 1961: Jelentés az 1961. évben a Gyöngyös környékén tervezett, hévízkutató mélyfúrással kapcsolatban végzett szeizmikus kutatásról. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
Leél-Őssy S. 1952a: Geomorfológiai vizsgálatok a Középső Mátra területén. — Földr. Ért. 4.
Leél-Őssy S. 1952b: Az Északi Középhegység geomorfológiai problémái. — Földr. Ért. 1. pp. 54—62.
Leél-Őssy S. 1952c: Adatok az ágasvári Csörgőlyuk barlang eredetéhez. — Földr. Ért.
*Lengyel E. 1960: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Lengyel E. 1961: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Lóczy L. ifj. 1945: Petróleum felfakadás a recski Lahóca-hegyen. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, I. pp. 183—185.
Lóczy L.—Cholnoky J. 1918: A Magyar Szentkorona országainak leírása. — Budapest.
Losteiner K. 1885: Parád, gyógyhely Heves megyében, kénsavas, vasas, timsós fürdőkkel, égvényes-kénes savanyú vizű és vasas savanyú ízű forrásokkal. — Budapest.
Lőrenthey I. 1909: Megjegyzések Magyarország óharmadkorú foraminifera faunájához. — Math. és Term. Tud. Közlem. 27. pp. 584—598.
Lőw M. 1925: Ércelőfordulások a Mátrában. — Földt. Közl. 55. pp. 127—143.
Majzon L. 1939: Fúrólaboratóriumi Foraminifera-vizsgálatok. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II. pp. 1023—1045.
Majzon L. 1940: A bükkszéki mélyfúrások. — Földt. Int. Évk. 34. 2. pp. 273—384.
Majzon L. 1942: Bükkszék és környéke oligocén rétegeinek foraminiferákon alapuló szintezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, II. pp. 907—947.
Majzon L. 1943: A Mélyfúrási Laboratórium foraminifera vizsgálatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, I. pp. 285—316.
Majzon L. 1945: Foraminifera vizsgálatok a Mélyfúrási Laboratóriumban. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, IV. pp. 1587—1614.
Majzon L. 1948a: Adatok Parád és Fedémes rétegtanához. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, I. pp. 135—149.
Majzon L. 1948b: Bükkszék és környékén javasolt fúráspontok. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, pp. 111—120.
Majzon L. 1948c: Az újabb bükkszéki mélyfúrások. — Földt. Int. Évk. 37. 3. pp. 287—377.
Majzon L. 1950: A mélyfúrási laboratórium Foraminifera vizsgálatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 3. pp. 285—318.
Majzon L. 1960: Magyarországi paleogén Foraminifera-szintek. — Földt. Közl. 90. 3. pp. 355—362.
Majzon L. 1961: Az észak-magyarországi oligocén rétegtani tagolódása foraminifera tanulmányok alapján. — Földt. Közl. 91. 11. pp. 121—125.
Majzon L.—Hegedűs Gy. 1952: A Mélyfúrási Laboratórium 1949. évi vizsgálatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 181—184.
Marschall F. 1929: A parádi Szent István gyógyforrás vizének vegyi vizsgálata. — Hidr. Közl. 9. pp. 100—103.
Mattyasovszky J. 1885: A Mátra hegységbeli (recski) petróleum előfordulás geológiai viszonyai. — Földt. Közl. 15. pp. 174—175.
Mauritz B. 1909: A Mátra hegység eruptív kőzetei. — Math. és Term. Tud. Közlem. 30. pp. 1—114.
Mauritz B. 1910: Magyarországi kőzetalkotó ásványok. — Földt. Közl. 40. pp. 541—550.
Mauritz, B. 1928: Die Eruptivgesteine des Mátra Gebirges. — Neues Jahrb. f. Min. Beil. 57. pp. 331—396.

*Mauritz B. 1950: Jelentés az 1950. év nyarán végzett földtani felvételekről. — Földt. Int. Adattár.
Mauritz B.—Vendl A. 1942: Ásványtan I—II. — Budapest.
Mándy T.—Ötvös E. 1960: A nyirokkérdés és a felszíni mállás. — Földt. Közl. 90. pp. 192—199.
*Márton Gy. 1953a: Földtani megfigyelések a Gyöngyössolymos és Gyöngyösoroszi környéki kvarcitokon. — Földt. Int. Adattár.
*Márton Gy. 1953b: Magyarázó a gyöngyössolymos—asztaghegyi kvarcitbánya felkutatására 1953. aug. 5-én 14 tagú különböző szakemberekből álló bizottság által kijelölt kutatótárók tervezett szelvényeihez. — Földt. Int. Adattár.
*Márton Gy. 1954a: Jelentés Gyöngyösoroszi, Mátraszentimre—Fallóskút környékén végzett tűzálló kvarcit kutatásáról. — Földt. Int. Adattár.
*Márton Gy. 1954b: Jelentés Gyöngyössolymos—Asztagkő és környékén végzett tűzálló kvarcit kutatásáról. — Földt. Int. Adattár.
*Márton Gy. 1955: Előzetes jelentés a MÁFI Ny-mátrai térképező csoportjában Gyöngyösoroszi—Bagolyirtás—Fallóskút—Mátraszentimre—Mátraszentistván—Mátraszentlászló és Mátrakeresztes környékén végzett 1:5000 méretarányú színesércföldtani térképezésről. — Földt. Int. Adattár.
*Márton Gy. 1956: Geológiai szakvélemény a gyöngyössolymos—asztagkői kvarcittelep tájékozódó feltárása érdekében elvégzendő kutatásokhoz. — Földt. Int. Adattár.
Márton P.—Szalay E. 1969: Áttekintő paleomágneses vizsgálatok Mátra hegységi andeziteken. — Földt. Közl. 99. 2. pp. 166—180.
*Mezősi J. 1949: Jelentés Recsk, Tarnaszentmária, Kisnána és Domoszló környékén végzett geológiai felvételről. — Földt. Int. Adattár.
*Mezősi J. 1950: Jelentés a Kékes és Galyatető környékén végzett geológiai felvételről. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi J. 1952: Jelentés Recsk, Tarnaszentmária, Kisnána, Domoszló környékén végzett földtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 181—186.
Mezősi J. 1953a: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 103—112.
Mezősi J. 1953b: Jelentés a Ny-i Mátrában végzett kőzettani térképezésről. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről, pp. 49—52.
Mezősi, J. 1953—54: The qualitative determination of clay mineral groups based on colour reaction. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 7. pp. 35—46.
Mezősi J. 1954: Gyöngyössolymos, Mátrafüred, Markaz környékének kőzettani térképezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről, pp. 81—83.
Mezősi, J. 1955: The colouration of montmorillonites at various pH values. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 8. pp. 41—49.
Mezősi, J. 1957: Clay minerals from Asztagkő of Gyöngyössolymos. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 10. pp. 59—66.
*Mezősi J. 1960: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1961a: Zeolite occurrence in the Mátra Mountains. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 14. pp. 67—74.
*Mezősi J. 1961b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1962a: Beiträge zur Kenntnis der Metavulkanite vom Mátra-Gebirge. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 15. pp. 29—41.
*Mezősi J. 1962b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1963a: Occurrence of Lajta Limestone in Western Mátra. — Acta Univ. Szeged Acta Min. Petr. 16. 1. pp. 11—24.
*Mezősi J. 1963b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1964a: Oxiandesitic petrofacies on the western and central parts of the Mátra Mountains. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 16. 2. pp. 55—67.
*Mezősi J. 1964b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1965a: New occurrence of zeolite in the Mátra Mountains. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 17. 1. pp. 29—38.
*Mezősi J. 1965b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Mezősi, J. 1966a: Data on the epigene alteration of andesites. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 17. 2. pp. 123—130.
Mezősi J. 1966b: A Mátra hegység földtani térképe. 10 000-es sorozat, Tar (Fenyvespuszta). — Földt. Int. kiadv.
Mezősi, J. 1967a: Contribution on the knowledge of the magnetite-hematite system of oxivolcanites. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 18. 1. pp. 23—33.
*Mezősi J. 1967b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.

MEZŐSI J.—GRASSELLY GY. 1949: A bájpataki (Mátra hg.) termésrézelőfordulás. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 2. pp. 44—47.
MOLDVAY, L. 1965: The manifestation on quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 1—2. pp. 49—55.
*MOLDVAY L. 1966: A neotektonikus térszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. — Kandidátusi értekezés.
MOORHUSE, W. W. 1959: The study of rocks in thin section. — New-York.
NAGY B. 1967: A csákánykői kőfejtő andezitjeinek üregkitöltő ásványai. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 341—343.
*NAGY B. 1969a: Jelentés a Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak áttekintő geokémiai vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár.
*NAGY B. 1969b: Magyarországi hidrotermális szfaleritek irídiumtartalmának geokémiai vizsgálata. — Földt. Int. Adattár.
NAGY B.—BARBÁCSI Á. 1966: A mátraszentimrei hidrotermális ércesedés ásványparagenetikai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 403—410.
NAGY B.—SZENTES GY. 1969: Új antimonit előfordulás a Mátrában. — Földt. Közl. 99. 4. pp. 384—386.
NAGY B.—ZENTAI P. 1967: Recski ércminták platinatartalmának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, p. 351.
*NAGYFEJŰ K. 1958: A recski Lahóca. — Földt. Int. Adattár.
NAGY L.-NÉ 1957: A mátraaljai felső pannóniai barnakőszén rétegek pollenvizsgálata. — Földt. Közl. 87. pp. 320—323.
NAGY L.-NÉ 1958: A mátraaljai felső pannóniai korú barnakőszén palinológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 47. 1. pp. 1—353.
NEMECZ E. 1953: Halloysit Gyöngyösoroszból. — Földt. Közl. 83. pp. 398—400.
NENDTVICH K. 1877: A parádi enargit. — Math. és Term. Tud. Közlem. 14. pp. 33—35.
NIGGLI, P. 1923: Gesteins- und Mineralprovinzen. — Berlin.
NOSZKY J. ID. 1906: Adatok a Cserhát geológiájához. — Földt. Közl. 36. p. 411.
NOSZKY J. ID. 1910: Jelentés az 1908-ban Gömör, Heves és Nógrád megyékben eszközölt részletes földtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1908-ról, pp. 123—126.
NOSZKY J. ID. 1911: A Mátra hegység ÉNy-i oldalának piroxénandezit telérei. — Földt. Közl. 41. pp. 90—91.
NOSZKY J. ID. 1912a: Adatok a Mátra geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1910-ről, pp. 47—60.
NOSZKY J. ID. 1912b: Adatok a nyugati Mátra geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1911-ről, pp. 46—60.
NOSZKY J. ID. 1912c: A Mátra hajdankori gejzírjei. — Természet. 1. p. 17.
NOSZKY J. ID. 1912d: A salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. — Koch Emlékkönyv, pp. 67—80.
NOSZKY J. ID. 1913: Adatok a déli Mátra geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1912-ről, pp. 147—153.
NOSZKY J. ID. 1914: A Cserhát középső részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról, pp. 305—325.
NOSZKY J. ID. 1916: A Mátrától északra levő dombvidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1915-ről, pp. 364—375.
NOSZKY J. ID. 1923a: A Zagyvavölgy és környékének geológiai és fejlődéstörténeti viszonyai. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 20. pp. 60—72.
*NOSZKY J. ID. 1923b: Az oligocén és miocén rétegek az Északkeleti Magyar Középhegységben. — Szakülési előadás.
NOSZKY J. ID. 1924: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. II. Aquitanien. — Földt. Közl. 54. p. 131.
NOSZKY J. ID. 1925: Adalékok a magyarországi lajtameszek faunájához. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 22. pp. 230—270.
NOSZKY J. ID. 1926: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. I. Oligocén. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 24. pp. 287—330.
NOSZKY J. ID. 1927: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. — Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. Karcag.
NOSZKY, J. ID. 1928: Führer durch das oligo-miocäne Gebiet des Salgótarjáner (Nógráder) Beckens. — Bei Gelegenheit des Paläontologentages in Budapest, pp. 2—12.
NOSZKY J. ID. 1929a: Mátrakalauz. — Budapest. pp. 9—19.
NOSZKY J. ID. 1929b: A Magyar Középhegység Schlier rétegei. (Adalékok a Schlier-kérdés megoldásához.) — A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. II. Oszt. Munk. 3. 2. pp. 81—128.

Noszky J. id. 1930: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. II. A miocén. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 27. pp. 159—236.
Noszky J. id. 1937: Új cseviceforrások az ÉNy-i Mátra szélén. — Földt. Ért. 2.
Noszky J. id. 1940: A Cserhát hegység földtani viszonyai. — Magy. Tájak Földt. Leír. 3. pp. 1—283.
Noszky J. id. 1941: Adatok az Északi és Középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról I., pp. 531—545.
Noth, J. 1885: Petroleum Vorkommen in Ungarn. — Verhandl. Geol. Reichsanst. 19. p. 85.
Novák, M.—Bán, M. 1960: The change of the elektrode potential of sphalerit pyrrhotite systems and its role at the weathering of sulphide ore deposits. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 13. pp. 59—65.
*Nyitrai T.—Szilárd J. 1953: Jelentés az 1953. évben Ózd—Eger—Recsk—Salgótarján környékén graviméterrel végzett mérésekről. — Földt. Int. Adattár.
Ozoray Gy. 1957: Két mátrai sziklaüreg. — Karszt és Barlangkut. Tájék. 2. pp. 44—45.
Ozoray Gy. 1960: A mátrai (gyöngyösi) Remetebarlang. — Karszt és Barlangkut. Tájék. pp. 290—292.
Ozoray, Gy. 1964: The hydrogeology of the North-Eastern Central Mountains of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. pp. 487—497.
Ozoray Gy. 1965: Északkeleti Középhegység vulkáni vonulatának vízföldtana. — Hidr. Közl. 45. 5. pp. 214—218.
Ötvös, E. 1961: Pumice and perlite in a rhyolite complex in Hungary. — Econ. Geol. 56. pp. 1112—1122.
*Pacsirszky L. 1952: Jelentés a Bugyi, Recsk és Perkupa környékén az 1952. évben végzett geotermális mérések eredményeiről. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1949a: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1949b: Ércfelvételek Recskről. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1950a: Bányageológiai felvétel Gyöngyösoroszin. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1950b: Jelentés az 1950. március 13—15-én végzett recski felvételről. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1950c: Jelentés a recski ércbánya újabb kutatásainak október 30—31-i vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1950d: A recski Lahóca felépítése és érce. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1951a: Jelentés a gyöngyösoroszi érckutatás 1951. október 29-i bejárásáról. — Földt. Int. Adattár.
Pantó G. 1951b: A recski Lahóca felépítése és érce. — Földt. Közl. 81. 4—6. pp. 146—152.
Pantó G. 1952a: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 67—75.
Pantó G. 1952b: Érckincsünk felkutatása. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. pp. 106—111.
Pantó G. 1952c: A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és ércképződés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. pp. 129—135.
Pantó G. 1953a: Bányaföldtani felvétel Gyöngyösoroszin. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 155—163.
Pantó G. 1953b: Magyarország ércei. — In: Vadász E.: Magyarország földtana (függ.). — Akad. Kiadó, Budapest.
*Pantó G. 1954a: Értékelő jelentés a színesérckutatás helyzetéről. — Földt. Int. Adattár.
Pantó G. 1954b: A magmás ércképződés módja és feltételei magyarországi példákon. — Mérnöktovábbképző Intézet Kiadv. 2868. sz.
*Pantó G. 1954c: Gyöngyösoroszi felszíni és felszínközeli kutatás. — Földt. Int. Adattár.
Pantó G. 1955a: Geofizikai mérések az érckutatásban. In: Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. — Budapest, pp. 27—29.
Pantó G. 1955b: A Mátra érckincse. — Útmutató a TTIT előadói számára. 9. 20 p.
*Pantó G. 1957: A Recsk környéki kutatások eredményei. — Földt. Int. Adattár.
*Pantó G. 1958: A Recsk környéki ércelőfordulások földtana. — Földt. Int. Adattár.
Pantó G. 1961a: Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának időszerű kérdéséről tartott vitaülésről. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 525—547.
Pantó G. 1961b: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 29. pp. 299—332.
Pantó G. 1961c: Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának időszerű kérdéséről tartott vitaülésről. — Földt. Int. Évk. 49. 3. pp. 785—799.

Pantó, G. 1962: The role ignimbrites in the volcanism of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 6. pp. 307—331.
Pantó, G. 1963: Die Cu-As Vererzung von Recsk (Ungarische Volksrepublik). — Freib. Forschungsh. C. 162. Lagerstättenlehre, Vorträge des XIV. Berg- und Hüttenm. Tages von 13. bis 16. Juni 1962. Freiberg.
Pantó G. 1964: Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. — Földt. Közl. 94. 3. pp. 313—320.
Pantó, G. 1965a: Faziesverhältnisse im ungarischen miozänen Andesitvulkanismus und ihr Beitrag zur vulkanotektonischen Rekonstruktion. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 215—223.
Pantó, G. 1965b: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 225—233.
Pantó G. 1967a: A plutói és vulkáni kőzetképződés határkérdései. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 1. 1—2. pp. 67—78.
Pantó, G. 1967b: Interpenetration of plutonic and volcanic realms in petrogenesis. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. 1—3. pp. 205—209.
Pantó, G. *et al.* 1969: Geology of Northern Hungary. — Carpato-Balkan Geol. Ass. IX. Kongress, Budapest.
Pantocsek, J. 1886—1905: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Bacilarien Ungarns 1—3. — Nagytapolcsány.
Papp F. 1933: Ércvizsgálat hazai ércelőfordulásokon. — Földt. Közl. 63. 1—6. pp. 8—11.
*Papp F. 1935a: Ércfelvételek Recskről. — Földt. Int. Adattár.
*Papp F. 1935b: Jelentés a Recsk környékén végzett bányageológiai vizsgálatokról. — Földt. Int. Adattár.
Papp F. 1938a: Recsk érceiről. — Földt. Közl. 68. 7—9. p. 208.
Papp F. 1938b: A Recsk környéki ércelőfordulásról. — Bány. Koh. Lapok 71. 23. pp. 373—377.
Papp F. 1954: Kőzetelváltozások és átalakulások. — Építőanyag, 6. 7.
Papp F.—Kertész P.—Meisel J. 1953: Kőzethatározó. — Tankönyvkiadó, Budapest.
Papp F.—Sarló K.—Frank M. 1949: Magyarország ásványvizei. — Balneológiai Könyvtár, 2.
Papp K. 1905: A parádi csevice forrásairól. — Földr. Közl. 33. pp. 46—58.
Parák T. 1955: Különleges alakú kavicsok a Mátra északi előterében. — Földt. Közl. 85. pp. 225—227.
Paul, C. M. 1866: Das Tertiergebiet N. von der Mátra in N. Ungarn. — Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 16.
Pálfalvy I. 1952: Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 63—66.
Pálfalvy I. 1965: Ginkgo levélmaradvány Petőfibánya felsőpannonjából. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 223—224.
Pálfy M. 1907: A telérek mellékkőzetének befolyása a telérek nemesfém kitöltésére. — Bány. Koh. Lapok 11. (44.) pp. 71—76.
Pálfy M. 1929: Magyarország arany-ezüst bányáinak geológiai viszonyai és termelési adatai. — Földt. Int. Gyak. Füz.
Pávai-Vajna, F. 1930: Das Vorkommen von Erdöl, Asphalt und Erdgas in Ungarn. — In Toma: Spezielle Geologie des Erdöls in Europa.
Pesthy L. 1966: Természetes szilikogél a Mátra hegységből. — Földt. Közl. 96. 2. pp. 234—236.
Pettkó J. 1863: A parádi enargit. — MTA Ért. 4. 1. pp. 141—145.
Pécsi M. 1964: A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. — Földr. Ért. 13. pp. 1—29.
Pécsiné—Donáth, É. 1966: On the relationships between lattice strukture and zeolite water in gmelinite, heulandite and scolecite. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 17. 2. pp. 143—158.
Plathy A. 1900: Heves megye mátrai része. — Osztrák—Magyar Monarchia írásban és képben. Magyarország. VI.
Pojják T. 1948: A százéves recski ércbányászat. — Földt. Ért. 13. 1—4. pp. 48—54.
Pojják T. 1963: Kelet-borsodi vulkáni törmelékkőzetek ásvány-kőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 93. 3. pp. 363—372.
*Pollner J. 1936: A recski ércbánya tömzseiről. — Földt. Int. Adattár.
Pollner J. 1944: A recski ércbánya fejlődése és nemzetgazdasági jelentősége. — Mérn. és Építész. Közl. 78. 16—18. pp. 255—264, 285—290.

*Pollner J. 1956: A recski készletszámítás bírálata. — Földt. Int. Adattár.
Póka T. 1960: Hipovulkanitok a nagybátonyi barnakőszén—piroxénandezit kontaktusból. — Földt. Közl. 90. pp. 172—182.
Póka T. 1964: A transzvaporizáció szerepe a Mátra szubvulkáni fácieseinek kialakulásában. — Előadás a Magyar Földtani Társulat 1964. március 23-i ülésén.
Póka T.—Simó B. 1964: Kőszénhamu elemzések a nagybátonyi barnakőszén—piroxénandezit kontaktusból. — Földt. Közl. 94. 1. pp. 89—95.
Posevitz T. 1906: Petróleum és aszfalt Magyarországon. — Földt. Int. Évk. 15. pp. 209—414.
Princz Gy. 1923: Európa természeti földrajza. — Budapest, p. 84.
Princz Gy. 1925: Magyarország földrajza. I. — Tud. Gyűjt. Pécs, pp. 32—36, 78—87.
Radócz Gy. 1964: A nyugalmi vízszint szerepe a mátraalji földes-fás barnakőszéntelepek azonosításában. — Hidr. Közl. 44. pp. 511—513.
Rakusz Gy. 1924: Anodonta pterophorus Brusina sp. Gyöngyösről. — Földt. Közl. 54. pp. 113—114.
Rakusz Gy. 1926: Mediterrán Asteroideák Salgótarján vidékéről. — Földt. Közl. 56. pp. 53—57.
Ravasz, Cs. 1960: Petrographical study of the biotite, piroxene andesite of Gyöngyöstarján. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 52. pp. 23—32.
Reichert R. 1934: Néhány újabb adat hazai ásványelőfordulások ismeretéhez. — Földt. Közl. 64. pp. 348—356.
Richter, H. D. 1963: Volcano observations. — Transact. Amer. Geoph. Union, 44. 2.
Richthofen, F. 1860: Studien aus den Ungarisch-siebenbürgischen Trachitgebirgen. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 11. pp. 153—278.
Riegel, A. 1858: Bergbau in der Matra. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 6. 16. pp. 125—128.
Rittmann, A. 1959: Zur Herkunft der Magmen. — Sonderdruck aus Geol. Rundschau 48. pp. 1—10.
Rittmann, A. 1962: Volcanes and their activity. — New-York, London.
Romwalter A. 1938: A recski érc kén- és arzénproblémája. — Bány. és Koh. Lapok 71. (86.) pp. 11—12.
*Róth F. 1921: Jelentés Mátraballa község szénterületéről. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1935: Jelentés az 1934. év nyarán Parád, Recsk és Mátraballa környékén végzett bányaföldtani felvételről. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1936a: Szakvélemény Parád, Recsk geofizikai felvételének tektonikai értelmezése tárgyában. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1936b: Jelentés Parád, Recsk környékének geofizikai felvételéről. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1936c: Az óparádi fúrás helyének kitűzésére vonatkozó jelentés. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1936d: Jelentés a parád-hutai fúrópontról. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1937a: Jelentés a gyöngyösoroszi érctelérekről. — Földt. Int. Adattár.
*Rozlozsnik P. 1937b: Előzetes jelentés a gyöngyösoroszi bányaterületen végzett bányageológiai felvételről. — Földt. Int. Adattár.
Rozlozsnik P. 1939: Geológiai tanulmányok a Mátra É-i oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II. pp. 545—601.
Rozlozsnik P. 1942a: Jelentés a recski kincstári bányában észlelt olajfelfakadásról. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, I. pp. 209—214.
Rozlozsnik P. 1942b: Adatok a Gyöngyösoroszi környéki érctelérek ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, II. pp. 731—806.
Rozlozsnik P. 1948: Mátrabánya ércelőfordulása. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, III. pp. 111—133.
Rüblein R. 1928: Vulkánosság a Magyar Középhegységben. — Budapest.
Saemundsson, K. 1967: Vulkanismus und Tektonie des Hengill-Gebietes in Südwest-Island. — Acta Naturalia Islandica, 2. 7. Reykjavik.
Savitzky, L. 1909: Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpaten. — Mitteil. Geol. Ges. Wien, 2. pp. 88—89.
Sámsoni Z. 1966: Néhány magyarországi galenit és szfalerit nyomelemvizsgálata. — Földt. Közl. 96. 4. pp. 387—402.
Schafarzik, F. 1885: Über die geologische Verhältnisse der Lőrinci „Mulatóhegy". — Földt. Közl. 15. p. 374.
Schafarzik F. 1889: Trachitjaink néhány ritkább zárványáról. — Földt. Közl. 19. pp. 406—411.

SCHAFARZIK F. 1892: A Cserhát piroxénandezitjei. — Földt. Int. Évk. 9. pp. 173—327.
SCHAFARZIK F. 1904: A magyar korona országainak területén létező kőbányák részletes ismertetése. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
SCHAFARZIK F. 1911: Magyarország fontosabb ásványi anyagokat és vízi kincseket tartalmazó geológiai szintjeiről. — Bány. Koh. Lapok 44. pp. 683—691.
SCHERF E. 1925: Hévforrások okozta kőzetelváltozások a Buda-Pilisi hegységben. — Hidr. Közl. 2. p. 45.
*SCHERF E. 1952: Szakvélemény a Gyöngyösoroszi mellett a Toka-patakban tervezett duzzasztógát geológiai viszonyairól. — Földt. Int. Adattár.
SCHMIDT E. R. 1947: Magyarország ásványi nyersanyagai. — Budapest, p. 79.
SCHMIDT, E. R. 1965: Hydrogeological conditions in Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 443—448.
SCHMIDT E. R. *et al.* 1962a: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. — Földt. Int. Alk. Kiadv. p. 655.
SCHMIDT E. R. *et al.* 1962b: Magyarország vízföldtani atlasza. — Földt. Int. kiadv.
SCHMIEDER A. 1965a: A rétegvíz utánpótlódás mennyisége a Mátra- és Bükkalján. I. — Hidr. Közl. 45. 8. pp. 362—370.
SCHMIEDER A. 1965b: A rétegvíz utánpótlódás a Mátra- és Bükkalján. II. — Hidr. Közl. 45. 10. pp. 447—458.
SCHRÉTER Z. 1913: Eger környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1912-ről, pp. 130—147.
SCHRÉTER Z. 1914: A Bükk hegység északnyugati része. — Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról, pp. 292—304.
SCHRÉTER Z. 1915: Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről, pp. 324—332.
SCHRÉTER Z. 1916: A Bordosi-Hevesi Bükk hegység keleti része. — Földt. Int. Évi Jel. 1915-ről, pp. 348—363.
*SCHRÉTER Z. 1921: Szarmata rétegek a Mátra aljában. — Szakülési előadás.
SCHRÉTER Z. 1923: Földtani felvétel a Bükk hegység délkeleti oldalán. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról, pp. 36—38.
SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterület bányaföldtani leírása. — Budapest, p. 390.
*SCHRÉTER Z. 1933: Jelentés az 1933. évi földtani felvételről. Mátra, Bükk. — Földt. Int. Adattár.
*SCHRÉTER Z. 1936a: Jelentés a mátraderecskei olajelőfordulásról. — Földt. Int. Adattár.
*SCHRÉTER Z. 1936b: Jelentés az 1936. szeptember havában végzett földtani felvételről. — Földt. Int. Adattár.
*SCHRÉTER Z. 1936c: Jelentés az 1936. október havában végzett gyakorlati irányú földtani felvételről. — Földt. Int. Adattár.
*SCHRÉTER Z. 1936d: Jelentés a Fedémes, Szentdomonkos, Tarnalelesz, Bükkszenterzsébet határában 1936-ban végzett földtani felvételekről. — Földt. Int. Adattár.
SCHRÉTER Z. 1937: Előzetes jelentés az 1937. évi gyakorlati irányú földtani felvételről. — Földt. Int. Adattár.
SCHRÉTER Z. 1940a: Nagybátony környéke. — Magy. Tájak Földt. Leír. II.
SCHRÉTER Z. 1940b: Nagybátony környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, III. pp. 1164—1173.
SCHRÉTER Z. 1941: A magyarországi alsó-miocén elhatárolása és taglalása. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaül. (Évi Jel. 1939-ről), pp. 14—23.
SCHRÉTER Z. 1942: Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, II. pp. 831—858.
*SCHRÉTER Z. 1950: Jelentés a Bortnyák István okl. bányamérnök által Verpelét határában bejelentett üveggyártásra állítólag alkalmas kvarchomok előfordulásról. — Földt. Int. Adattár.
SCHRÉTER Z. 1952: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, pp. 111—118.
SCHRÉTER Z. 1953: A gyöngyöspatai medence földtani leírása. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 215—220.
*SEBESTYÉN K. 1952a: Jelentés a recski Lahócahegyen végzett geoelektromos mérésekről. — Földt. Int. Adattár.
*SEBESTYÉN K. 1952b: Jelentés az 1952. évben Recsken végzett kísérleti természetes potenciálmérésekről. — Földt. Int. Adattár.

*Siklóssy S. 1969: Mátraszentimrei telér készletszámítása 1969. I. 1-i állapot szerint. — Földt. Int. Adattár.
*Sipos Z. 1949: Jelentés Recsk és környékén végzett geológiai felvételben való munkáról. — Földt. Int. Adattár.
*Soós I. 1953: Ércelőfordulások történelmi adatai (Gyöngyösoroszi, Parád stb.). — Földt. Int. Adattár.
Soós L. 1926: A magyar Mollusca fauna múltja. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 24. pp. 392—421.
Staub M. 1885: A m. kir. földtani intézet fitopaleontológiai gyűjteményének állapota az 1885. év végén. — Földt. Int. Évi Jel. 1885-ről.
Stoll, K. 1873: Auf Tatsachen und Acten gestützte Aufklärung zu den Schätzungen der zu dem Vermögen der Pest-Mátraer Bergwerke Union gehörenden Bergbau, Einrichtungen und Apparate etc. laut Stand Befund mit Beginnen der Jahre 1869—1873. — Pest.
Strausz L. 1925: Az északkeleti Cserhát mediterrán rétegei. — Eötvös füzetek I. pp. 1—34.
Stur, D. 1867: Beiträge zur Kenntniss der Flora der Süsswasserquarze der Congerien und Cerithienschichten im Wiener und Ungarischen Becken. — Jahrb. Geol. Reichsanst. pp. 77—188.
Sümeghy J. 1924: Szarmata korú csigafaunák a Mátra meg a Bükk aljából. — Földt. Közl. 54. pp. 59—64.
Sümeghy J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről, pp. 83—109.
*Szabó G.—Szilárd I. 1959: Jelentés az 1959. évben a Mátra hegységben végzett mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
Szabó J. 1860: Jelentés Szolnok, Heves megye és a Nagykunság földtani leírásáról. — Gazdasági Lapok 50—52.
Szabó J. 1868: Heves és Külső Szolnok földtani leírása. — Magy. Orv. Természetvizsg. Munk.
Szabó, J. 1869: Die Amfibol-trachite der Mátra in Central-Ungarn. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 19. 3. pp. 417—426.
Szabó J. 1870a: Egy bazaltról Lőrinci mellett a Mátra hegycsoportban. — MTA Ért. és Term. Tud. Közl. 2.
Szabó J. 1870b: A trachitok új beosztásáról. — Magy. Orv. és Természetvizsg. XX. Fiumei Nagygyűlésének Munk. p. 358.
Szabó J. 1871: Az Ágasvári trachitbarlang a Mátrából. — Földt. Közl. 1. pp. 11—12.
Szabó J. 1872: Egy moréna képződmény a Mátrából. — Földt. Közl. 2. pp. 233—241.
Szabó, J. 1873a: Trachite eingeteilt nach dem natürlichen System. — Wien, Weltausstellung.
Szabó J. 1873b: A trachitok osztályozása természetes rendszer szerint. — Földt. Közl. 3. pp. 8—20.
Szabó J. 1875: Enargit újabb előjövetele Parádon. — Földt. Közl. 5. 6—7. pp. 158—160.
Szabó J. 1876: Magyarország és Szerbia néhány jellegzetes vulkáni kőzetének tanulmányozása. — Földt. Közl. 6. 1. pp. 1—15.
Szabó J. 1879: A nummulit képlet viszonya a trachithoz Vihnyén, Selmecz mellett. — Földt. Közl. 9. pp. 308—309.
Szabó J. 1880: A gránit és kordierit szereplése a magyarországi trachitokban. — Értek. a Term. Tud. Köréből.
Szabó J. 1881: A trachitok makrográfiai osztályozása. — Földt. Közl. 11. p. 218.
Szabó J. 1883: Geológia. — Budapest.
Szabó J. 1891: Selmecz környékének geológiai leírása. — Akad. kiadv. Budapest.
Szabó J. 1894: Piroxénandezitek geológiai típusainak megállapítása. — Math. és Term. Tud. Ért. 12.
*Szalai M. 1954a: Jelentés a Mátra hegységben Gyöngyösoroszi környékén végzett (1954) érckutató Turam-mérésekről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
*Szalai M. 1954b: Jelentés az 1954. évben végzett természetes potenciálmérésekről. — Földt. Int. Adattár.
Szalai T. 1925: Adatok a harmadkori crinoideák kérdéséhez. — Földt. Közl. 55. pp. 169—174.
Szalai, T. 1936: Testudo strandi n. sp. eine Riesenschildkröte aus dem Miozän von Szurdokpüspöki. — Festschr. z. 60. Geburtstag v. Prof. Strand, Riga.
Szalai T. 1937: Paleogén vulkáni lánc a magyar „O" vonala mentén. — Bány. Koh. Lapok. 85. pp. 306—308.

Szalai T. 1962: A Cserhát—Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése és kristályos kőzeteinek helyzete a Ny-i Kárpátok rendszerében. — Magy. Geof. 3. pp. 31—40.
Szádeczky-Kardoss E. 1952: Szénkőzettan. — Egyetemi Segédkönyv, Budapest.
Szádeczky-Kardoss E. 1955: Geokémia. — Akad. Kiadó, Budapest.
Szádeczky-Kardoss E. 1958a: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. 88. 2. pp. 171—200.
Szádeczky-Kardoss, E. 1958b: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 5. pp. 197—233.
Szádeczky-Kardoss, E. 1958c: Hydrated ionic radii and hydrothermal ore genesis from the point of view of the geochemical potentials. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 5. pp. 351—357.
Szádeczky-Kardoss E. 1959a: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 23. pp. 385—403.
Szádeczky-Kardoss E. 1959b: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Geokém. Konf.
Szádeczky-Kardoss E. 1961: Az ignimbritkérdésről tartott vitaülés. (Bevezető és zárszó.) — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 29. pp. 295—297, 343—346.
Szádeczky-Kardoss, E. 1964: Grosstektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmamechanismus des innerkarpatischen Vulkanismus. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. pp. 433—454.
Szádeczky-Kardoss, E. 1966a: Die Berechnung der mineralischen Zusammensetzung magmatischer und nichtmagmatischer Gesteine aus der chemischen Analyse. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. pp. 69—103.
Szádeczky-Kardoss, E. 1966b: Development of the ideas about the interrelation of volatiles magma and the crust of the Earth. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. 3—4. pp. 249—262.
Szádeczky-Kardoss, E. 1966c: On the migration of volatiles and the chemical changes at the igneous contacts. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. 3—4. pp. 263—283.
Szádeczky-Kardoss, E. 1966d: Magmamechanismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. 3—4. pp. 371—395.
Szádeczky-Kardoss E. 1967a: A magyarországi földtani kutatások újabb eredményei és távlatai a nemzetközi fejlődés tükrében. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 1. 1—2. pp. 5—25.
Szádeczky-Kardoss E. 1967b: Elgondolások a kárpáti medencerendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 1. 1—2. pp. 41—65.
Szádeczky-Kardoss, E. 1967c: Rock formation and the evolution potential of continental structures. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. 1—3. pp. 205—209.
Szádeczky-Kardoss, E. 1967d: On igneous rock textures, their mineralogical compositions and cooling cures. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. 1—3. pp. 221—252.
Szádeczky-Kardoss E. 1968: A Föld szerkezete és fejlődése. ( Bevezetés a kőzettanba.) — Akad. Kiadó, Budapest.
Szádeczky-Kardoss, E.—Pantó, Gy.—Póka, T.—Pantó, G.—Széky-Fux, V.—Kiss, J.—Kubovics, I. 1967: Die Neovulkanite Ungarns. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. 1—3. p. 161.
Szádeczky-Kardoss, E.—Pesty, L.—Kliburszky, B.—Bárdossy, Gy.—Simó, B. 1964: Complex experimental petrologic investigations of the interchange of rocks and magma. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. pp. 71—82.
Szádeczky-Kardoss, E.—Pesty, L.—Kliburszky, B.—Tomschey, O.—Tomor, E. 1969: Vorläufiges über Messung des Dampfdruckes als Funktion des Belastungsdruckes und der Temperatur. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. 1—4. pp. 353—357.
Szádeczky-Kardoss E.—Vidacs A.—Varrók K. *és munkatársai* 1959: A Mátra hegység neogén vulkanizmusa. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Geokém. Konf.
Szántó B.—Somlyó K. 1914: A kovakőről, különös tekintettel a hőszigetelésre. — Budapest, pp. 1—20.
Szebényi L. 1947: A mátraverebélyi gravitációs maximum geológiai helyzetéről. — Jel. Jöved. Mélykut. Munk.
Szebényi L. 1953: Petőfibánya vízföldtana. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Földt. Bizotts. Alföldi Kongr. pp. 47—49.
Szebényi L. 1954a: Előzetes jelentés a mátraalji rétegvízkutatásról. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről, pp. 179—182.

*Szebényi L. 1954b: Szakvélemény a mátraalji barnakőszénterület vízföldtani viszonyairól. — Földt. Int. Adattár.
Szebényi L. 1959a: A mátraalji pannon rétegvizek hidrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, pp. 343—349.
*Szebényi L. 1959b: A mátra—bükkalji reménybeli lignitterület földtani jelentése és készletszámítása. — Földt. Int. Adattár.
*Szembratovics S.—Láng M. 1919: Vélemény Gyöngyös város környékének geológiai viszonyairól, tekintettel az ott előforduló lignit telepekre. — Földt. Int. Adattár.
Szentes F. 1939: Jelentés az 1934—35. évben a Mátra É-i oldalán végzett földtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II. pp. 621—637.
Szentes F. 1951a: Fedémes környékének hegyszerkezeti viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, II.
Szentes F. 1951b: Jelentés 1946. évben Parád környékén végzett földtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, II. pp. 151—156.
*Szentes Gy. 1966: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Szentes Gy. 1967a: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Szentes Gy. 1967b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Pásztó. — Földt. Int.
*Szentes Gy. 1968a: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Tar (Fenyvespuszta) (átdolgozott változat). — Földt. Int.
*Szentes Gy. 1968b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Parádsasvár (Állami Erdőgazdaság). — Földt. Int.
*Szentes Gy. 1969a: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Parád. — Földt. Int.
*Szentes Gy. 1969b: Magyarázó a Nógrád—Cserhát hegység földtani térképéhez, 1:25 000-es sorozat, Nagybátony. — Földt. Int.
Szentirmai I. 1962: Földtani és kőszénföldtani vizsgálatok a nagybátonyi Katalin II. lejtősaknában. — Földt. Közl. 92. pp. 69—80.
Szentirmai I. 1966: A kőszénképződés és az ősföldrajzi helyzet vizsgálata Nagybátony környékén. — Földt. Közl. 96. 1. pp. 75—85.
Szentpétery Zs. 1918: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1917-ről, pp. 83—89.
Székány B. 1908: A jégkorszak, különös tekinttel Magyarországra. — Budapest.
Székely A. 1960: A Mátra Ny-i részének kialakulása és formakincse. — Földr. Közlem. 8. (84.), pp. 251—278.
*Székely A. 1961: A Mátra és környékének kialakulása és felszíni formái. — Kandidátusi értekezés.
Székely A. 1964: A Mátra természeti földrajza. — Földr. Közlem. 12. (88.) pp. 199—218.
Székely Á. 1964: A Mátra hegységi ércesedést kísérő agyagásványokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 331—336.
Székyné Fux, V. 1970: Petro- and metallogenetic problems of Carpathian post-magmatic ore mineralization. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. p. 223.
Szénás Gy. 1958: Geofizikai teleptan. — Budapest, pp. 251—254.
Szilas Gy. 1947: Adalékok Recsk arany-problémájához. — Bány. Koh. Lapok 2. (80.) pp. 149—151.
Szófogadó P. 1959: A Darnó-vonal szerepe Recsk bányászlakótelep vízellátásában. — Hidr. Közl. 39. 3. pp. 219—221.
Szontagh T. 1884: Figyelmeztetés és kérelem a Bacilláriákat és Diatomáceákat tartalmazó kőzeteket illetően. — Földt. Közl. 14. pp. 302—303.
Szontagh T. 1885: Pantocsek Bacillária tanulmányairól. — Földt. Közl. 15. pp. 174—175.
Szterényi H. 1882: Selmeczi és Mátra hegységbeli gömbös és sphaerolithos trachytok. — Földt. Közl. 12. pp. 31—81.
Sztrókay K. I. 1938.: Néhány ásvány Gyöngyösoroszi ból. — Földt. Közl. 68. 1—3. pp. 30—32.
Sztrókay K. I. 1939: A gyöngyösoroszi ércelőfordulás mikroszkópiai vizsgálata. — Math. és Term. Tud. Ért. 80.
Sztrókay K. I. 1940a: A gyöngyösoroszi ércelőfordulás mikroszkópi vizsgálata. — Math. és Term. Tud. Ért. 60.
Sztrókay K. I. 1940b: A recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. — Math. és Term. Tud. Ért. 60.
Sztrókay, K. I. 1948: Erzmikroskopische Beobachtungen an Erzen von Recsk in Ungarn. — Neues Jahrb. f. Min. Abt. A. 79. pp. 104—128.

Sztrókay K. I. 1949: Ásványhatározó. — Reichter R. és Zeller T. nyomán, II. bővített kiadás, Budapest.
Sztrókay K. I. 1952a: Célesztin Gyöngyösoroszi ércteléreiből. — Földt. Közl. 82. 7—9. p. 304.
Sztrókay K. I. 1952b: Újabb vizsgálatok hazai ércásványokon. — Földt. Közl. 82. 1—3. pp. 37—51.
*Sztrókay K. I. 1956: A recski ércelőfordulás készletszámítással egybekötött összefoglaló földtani jelentésének bírálata. — Földt. Int. Adattár.
Sztrókay K. I. 1962: Inezit Gyöngyösoroszi ércteléreiből. — Földt. Közl. 92. pp. 452—454.
*Szurovy G. 1940a: Jelentés az 1940. július—augusztus hóban a M. kir. Iparügyi Min. megbízásából Gyöngyössolymos határában végzett bányageológiai felvételről. — Földt. Int. Adattár.
Szurovy G. 1940b: Ásvány-kőzettani megfigyelések a Mátra hegység déli részéből. — Math. és Term. Tud. Ért. 59. pp. 701—720.
Tauber, A. 1913: Lage und Beziehungen einiger tertiären Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder grossen Seen. — Stuttgart.
Telegdi Roth K. 1912: A Magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről. — Koch Emlékkönyv, pp. 111—126.
Telegdi Roth, K. 1937a: Die neuesten Resultate der Petroleumschürfungen in Ungarn. — Jahrb. Mont. Hochschule, Leoben.
Telegdi Roth K. 1937b: Földgáz és petróleum Magyarországon. — Földt. Ért. Új évf. 2. 2. pp. 45—56.
Telegdi Roth K. 1938: A kincstári ásványolaj és földgázkutatás és termelés 1935-től, a mai állapot és a jövő kilátások. — Bány. Koh. Lapok 70. 9. pp. 189—200.
Telegdi Roth K. 1940: Magyarország bányászata a világháború után. — Term. Tud. Közl. 72. pp. 217—220.
Telegdi Roth K. 1951: A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. — Földt. Int. Évk. 46. 2. pp. 1—21.
*Telegdi Roth L. 1894: Petróleum kutatási jelentések és az akkor készült geológiai térkép Parád és Recsk távolabbi környezetéről is.
Thorarinsson, S. 1958: The Öraefajökull eruption of 1362. — Acta Naturalia Islandica 2. 2. Reykjavik.
Thorarinsson, S. 1967: The eruption of Hekla 1947—1948. — Visindafélag Islendinga, Reykjavik.
Thorarinsson, S.—Einarsson, T.—Kjartansson, G. 1960: On the geology and geophysics of Iceland. — Internat. Geol. Congress, Guide to Excursion no A2. Reykjavik.
Timkó I. 1912: A Duna—Tisza közti hegyrögök és azok déli lejtőihez csatlakozó dombvidék talajviszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1911-ről, pp. 185—186.
Tokody L. 1954: Kén Recskről. — Földt. Közl. 84. 3. pp. 221—224.
*Tóth G. 1968: A recski mélyszinti ércesedés anyagának vizsgálata a dúsíthatóság szempontjából. — Földt. Int. Adattár.
Tóth M. 1882: Magyarország ásványai. — Budapest.
Townson, R. 1797: Travels in Hungary with a short account of Wienna in the year 1793. — pp. 206—220. London.
*Török K. 1963: A recski andezittömeg földtani helyzete, a „kékpala" ércgenetikai jelentősége, a Se-tartalom kérdése. — Doktori értekezés.
*Török K. 1969: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Recsk—Parádfürdő. — Földt. Int.
Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. — Wien, p. 883.
Ulreich J. 1928: A Mátravidéki Szénbányák Rt. rózsaszentmártoni lignitbányászata. — Bány. Koh. Lapok 41. (76.) 8.
*Vadász E. 1935: A gyöngyösoroszi ércelőfordulás és kutatási kilátásai. — Földt. Int. Adattár.
Vadász E. 1953: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó, Budapest, p. 402.
Vadász E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 14. pp. 217—255.
Vadász, E. 1955a: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 3. pp. 207—244.
Vadász E. 1955b: Elemző földtan. (Bevezetés a földtanba.) — Akad. Kiadó, Budapest.
Vadász, E. 1956: Lexique Stratigraphique International. — 1. 9. Europe—Hongrie, pp. 1—174.

VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Akad. Kiadó, Budapest.
VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. — Akad. Kiadó, Budapest, p. 646.
VADÁSZ E. 1961a: A magyarországi mezozóikum alapvető kérdései. — Földt. Int. Évk. 49. pp. 27—32.
VADÁSZ, E. 1961b: Répartition dans l'espace et dans le temps et tectonique magmatique du magmatisme en Hongrie. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 7. pp. 129—158.
VADÁSZ E. 1964: Riolittufában szenesedett fatörzs együttes vizsgálata. — Földt. Közl. 94. 3. pp. 385—387.
*VARGA GY. 1958: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1959: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1960: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA, GY. 1961a: Genetická spätost' dacitov a dacitovych tufov v pohori Mátry. (Mátrai dácitok és dácittufák genetikai problémái.) — Referáty prednesené na 1. seminári ceskoslovenskych a madarskych geologov v Kosiciach v dnoch 1—3. 11. 1961. Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1961b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1962a: A mátra-hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. — Földt. Közl. 92. 4. pp. 375—386.
*VARGA GY. 1962b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1963a: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1963b: Kialudt és működő vulkánok. — Term. Tud. Közl. 12. p. 547.
VARGA GY. 1964a: A Mátra-hegység középső és keleti részének kőzettelérei. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I. pp. 431—448.
*VARGA GY. 1964b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1965a: A nyugat-mátrai mikroandezit és elváltozásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 215—219.
*VARGA GY. 1965b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Recsk, Csákánykő. — Földt. Int.
*VARGA GY. 1965c: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1966a: A Mátra hegység fejlődéstörténeti vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 389—401.
VARGA GY. 1966b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Hasznos (Mátrakeresztes). — Földt. Int. kiadv.
*VARGA GY. 1966c: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Rózsaszentmárton. — Földt. Int.
*VARGA GY. 1966d: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1967a: Szerkezeti mozgások és a vulkanizmus kapcsolata a Mátra hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 305—314.
*VARGA GY. 1967b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Apc. — Földt. Int.
*VARGA GY. 1967c: A Recsk VIII. sz. perspektivikus érckutató mélyfúrás anyagvizsgálati dokumentációja. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1967d: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1968a: A Mátra hegység részletes földtani térképezésének újabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 187—196.
VARGA GY. 1968b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Parád (Parádóhuta). — Földt. Int. kiadv.
*VARGA GY. 1968c: Cseresznyés-tető 1. sz. földtani alapfúrás kőzettani leírása és részletes kiértékelése. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1968d: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VARGA GY. 1968e: Vulkánok, gejzírek, jégmezők. — Természet Világa, 3. pp. 102—106.
VARGA GY. 1968f: Sebhelyek Izland földjén. — Természet Világa, 6. pp. 250—253.
VARGA GY. 1969a: A Mátra hegységi kutatások újabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 267—272.
*VARGA GY. 1969b: Nyugat- és Közép-Mátra hidrotermális képződményeinek petrokémiai értékelése. — Földt. Int. Adattár.
*VARGA GY. 1969c: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Mátrakeresztes. — Földt. Int.
VARGA GY. 1969d: Myvatni tüzek. — Természet Világa, 12. pp. 533—537.
*VARGA GY. 1972a: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Recsk (átdolgozott változat). — Földt. Int.
*VARGA GY. 1972b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Nagybátony (Szorospatak-bányatelep) (átdolgozott változat). — Földt. Int.

*Varga Gy. 1972c: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Szurdokpüspöki (átdolgozott változat). — Földt. Int.
*Varga Gy. 1972d: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyöstarján (Gyöngyösi Érebánya) (átdolgozott változat). — Földt. Int.
*Varga Gy. 1972e: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Markaz (Kékestető) (átdolgozott változat). — Földt. Int.
*Varga Gy.—Csillagné Teplánszky E. 1968: A Mátra hegység földtani felépítése. — Földt. Int. Adattár.
Varga Gy.—Guzyné Somogyi A. 1964: Néhány Mátra hegységi telér és lávaár kontakt szegélyének ásványtani és kőzetkémiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 293—309.
*Vargáné Máthé, K. 1961a: Kálimetasomaticke mobilné a inmobilné prvky. (Kálimetaszomatózis mobilis és inmobilis elemei.) — Referáty prednesené na 1. seminári ceskoslovenskych a madarskych geologov v. Kosiciach v dnoch 1—3. 11. 1961. Földt. Int. Adattár.
*Vargáné Máthé K. 1961b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Vargáné Máthé K. 1962: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Vargáné Máthé K. 1963: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Vargáné Máthé K. 1964a: A Gyöngyössolymos környéki kovásodott kőzetek eredetéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, pp. 461—466.
Vargáné Máthé K. 1964b: Oxidációs pirometamorfózis Mátra hegységi vulkanitokon. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 313—320.
*Vargáné Máthé K. 1964c: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Vargáné Máthé K. 1965a: Tektonikai folyamatokhoz kapcsolódó geokémiai elváltozások a Mátra-hegység D-i részének andezitjeiben. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 197—203.
*Vargáné Máthé K. 1965b: Mátrahegységi kontaktandezites kőzetek autopneumatolitos és autohidrotermális ásványtársulása. — Földt. Int. Adattár.
*Vargáné Máthé K. 1965c: 1:5000-es felvételi jelentések — Földt. Int. Adattár.
Vargáné Máthé K. 1966a: Beidellitesedés és biotitosodás tufára települt andezitben Mátrafüred környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 403—410.
*Vargáné Máthé K. 1966b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyöstarján. — Földt. Int.
*Vargáné Máthé K. 1966c: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Vargáné Máthé K. 1967a: A Mátra hegység hidropiroklasztikumos összletének elterjedése és ősföldrajzának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 341—343.
*Vargáné Máthé K. 1967b: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Abasár. — Földt. Int.
*Vargáné Máthé K. 1967c: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Vargáné Máthé K. 1968: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyös—Mátrafüred. — Földt. Int.
*Vargáné Máthé K. 1970: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Gyöngyöspata—Nagyparlag. — Földt. Int.
Vargha T. 1913: Mátrai várak, Sirok. — Turisták Lapja 14. p. 185.
Varjú Gy. 1959: Vizsgálatok magyarországi perliteken. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Geokém. Konf.
*Varrók K. 1958a: Előzetes megjegyzések az 1958. évi Recsk—Parádfürdő környéki térképezés eredményeivel kapcsolatban. — Földt. Int. Adattár.
*Varrók K. 1958b: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
*Varrók K. 1959: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
Varrók K. 1962: Recsk—Parádfürdő környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről, pp. 37—59.
Vass, A. 1857a: Berichte über gewerkschaftlichen Bergbau und Unternehmungen. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 5. 21.
Vass, A. 1857b: Die im Matraer Gebirge bestehenden Silber und Kupferbergbaue. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 5. 21—23.
Vass, A. 1858: Bergbau in der Matra. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 5. 21—23. pp. 166—167, 174—175, 181—182.
Vass, A. 1862: Die Matraer Bergwerks-Union. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 10. 8—10. pp. 61—63, 68—69, 76—77.
Vavrinecz G. 1929: Recski ásványok elemzése. — Magy. Chem. Folyóirat, 35.
Vavrinecz G. 1931: Antimondús enargitféleség Recskről. — Bány. Koh. Lapok 64. (79.) 20. pp. 438—439.

VENDEL M. 1951: Összefüggések a magmák és ércesedések között. — MTA Műsz. Tud Oszt. Közlem. pp. 106—111.
VENDEL M. 1954: Érckutatásunk helyzete és teendői. — Földt. Közl. 84. pp. 248—259.
VENDEL M. 1959: A kőzetmeghatározás módszertana. — Akad. Kiadó, Budapest.
VENDL A. 1927: A magyarországi riolittípusok. — Math. és Term. Tud. Közlem. 36.
VENDL A. 1951: Geológia I., II. — Tankönyvkiadó, Budapest.
VENDL, M. 1938: Die technisch wichtigen Mineralschätze Ungarns mit Ausnahme der Kohlen und Erdöle vor und nach dem Zusammenbruch. — Mitteil. Berg- u. Hüttenmänn. Abt. Sopron, 10. pp. 105—358.
VICZIÁN I. 1968: A kőzetszámítás alkalmazásának lehetőségei és korlátai. — Földt. Közl. 98. pp. 360—373.
*VIDACS A. 1956a: Javaslat a Gyöngyösi Ércbánya kutatási tervéhez. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1956b: Jelentés a gyöngyösoroszi Bányabérceléren végzett külszíni kutatásról. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1956c: Jelentés az 1955. évi nyugat-mátrai ércföldtani kutatásokról (Gyöngyösoroszi, Mátraszentlászló, Mátrakeresztes). — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1956—57: A mátraszentimrei érckutató ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1957a: Mátrakeresztes—kistölgyesbérci baritos telér. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS, A. 1957b: Structure and mineralassociation of the veins of the mine of Gyöngyösoroszi. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr.
*VIDACS A. 1957—58: A gyöngyösoroszi vereskői érckutató ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1958a: Az 1958-ban meginduló recski szerkezetkutató mélyfúrás földtani indoklása. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1958b: A recski távlati mélyfúrás kitűzése. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1958c: 1:5000-es felvételi jelentések. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS A. 1958d: Régi bányászati kutatások a gyöngyösoroszi ércbánya környékén. — Bány. Lapok 10—11. pp. 733—738.
*VIDACS A. 1959: A nyugat-mátrai új érctelepek. (Időszakos jelentés.) — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1960a: Időszakos jelentés a Nagy-Lipóthegy, Nyírjes-bérc környékén 1959. évben végzett ércföldtani kutatásokról. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1960b: A Mátra-hegység radiogeológiai vizsgálata (térképekkel). — Földt. Int. Adattár.
VIDACS A. 1961a: A Gyöngyösoroszi Ércbánya hidrotermális telérei. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 25—70.
VIDACS A. 1961b: A mátraszentimrei érckutató ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 77—83.
VIDACS A. 1961c: A gyöngyösoroszi vereskői ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 85—87.
VIDACS, A. 1961d: Ähnlichkeiten der Erzgänge von Gyöngyösoroszi und Banska Stiavnica (Schemnitz). — Geol. Práce, Zprávy 23. pp. 161—175. Bratislava.
*VIDACS, A. 1961e: Najnovsie vysledky vyskumu torton andezit vulkanizmu a zrudnenia v pohori Mátra. (Legújabb ismeretek a tortonai andezitvulkanizmusról a Mátra hegységben.) — Referáty prednesené na 1. seminári ceskoslovenskych a madarskych geologov v Kosiciach v dnoch 1—3. 11. 1961. Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1961f: A Magyar Állami Földtani Intézet 1959—60. évi Mátra hegységi kutatási eredményeinek vázlatos összefoglalása. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1961g: Időszakos jelentés a Nagy-Lipóthegy, Nyírjes-bérc környékén 1960. évben végzett ércföldtani kutatásokról. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1961h: Időszakos jelentés a Recsk—Parádfürdő környékén 1960. évben végzett ércföldtani kutatásokról. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1961i: Időszakos jelentés az 1960. évi nyugat mátrai ércföldtani kutatási munkálatokról. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS, A. 1961j: Podobnost' rudnych zil v Gyöngyösoroszi a Banskej Stiavnici. — Geol. Práce, Zprávy 23. pp. 175—180. Bratislava.
VIDACS A. 1962a: A Ny-mátrai színesérctelepek. — Term. Tud. Közlem. 6. pp. 297—301.
VIDACS A. 1962b: A Mátra hegység radiogeológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről, pp. 63—73.
VIDACS A. 1962c: „Találkozás az ördöggel". — Élet és Tudomány, 27.

VIDACS A. 1963: Gyöngyösoroszi és Selmecbánya (Banska Stiavnica) érces teléreinek hasonlósága. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról, pp. 75—84.
VIDACS A. 1964a: Új színesércterület a Középső-Mátrában. — Term. Tud. Közl. 8. p. 337.
VIDACS A. 1964b: A Mátra hegység részletes ércföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, pp. 419—428.
VIDACS A. 1964c: A Mátra hegységi földtani kutatások 1962. évi eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 269—271.
VIDACS A. 1964d: A Mátra hegység középső részének vulkanológiai szerkezete. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 273—285.
*VIDACS A. 1964e: A Mátra hegységben 1963-ban végzett ércföldtani vizsgálatok eredményei. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1964f: A nyugatmátrai érckutatások összefoglaló értékelése. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS A. 1965a: A verpeléti Várhegy. — Term. Tud. Közlem. 9. pp. 416—418.
VIDACS A. 1965b: A Mátra-hegységben 1963-ban végzett ércföldtani vizsgálatok eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 189—193.
VIDACS, A. 1965c: Die Rolle des helvetisch-tortonischen Dazittuffhorizonts im neovulkanischen innerkarpatischen Bereich. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9. 3—4. pp. 293—296.
*VIDACS A. 1965d: A közép-mátrai új színesércterület kutatásának összefoglaló értékelése. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1965e: A Mátra hegység földtani vizsgálata és annak népgazdasági vonatkozásai. — Földt. Int. Adattár.
*VIDACS A. 1965f: A recski nagy mélységű ércesedés kutatásának eddigi eredményei. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS A. 1966a: Jelentés a Recsk térségében folyó színesérckutatások helyzetéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 433—436.
VIDACS A. 1966b: Szulfidos érctelepek, in: Ásványtelepeink földtana, nyersanyaglelőhelyeink. — Műszaki Kiadó, Budapest.
VIDACS A.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1966: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Mátraszentimre. — Földt. Int. kiadv.
*VIDACS A.—KUN B. 1955: Összefoglaló földtani jelentés a Gyöngyösi Ércbánya ércelőfordulásairól. — Földt. Int. Adattár.
VIDACS A.—VARGA GY. 1965: A Mátra hegység földtani térképe, 10 000-es sorozat, Parádsasvár. — Földt. Int. kiadv.
*VIGH GY. 1933: Véleményes jelentés a Mátraháza mellett tervezett vasutas üdülő vízellátását szolgáló Lilla és Szénkút forrásokról. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1934a: Előzetes jelentés az 1934. évi felvételekről, andezit, agyag, homokkő, riolittufa, olaj, homok, szén. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1934b: Adatok Visonta—Verpelét környékének földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1935a: Véleményes jelentés a Mátraháza mellett tervezett vasutas üdülőház vízellátására kiszemelt források várható vízszolgáltatásáról. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1935b: Adatok Visonta—Verpelét környékének földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Adattár.
VIGH GY. 1939a: A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és Baktai Hidegvölgy között. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II.
*VIGH GY. 1939b: A mátraaljai terület lignitkészletének becslési adatai. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1949—50: A Mátraalja bányageológiai és hidrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1950a: A Mátraalja geológiai és hidrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY. 1950b: Gyöngyös és környéke. — Földt. Int. Adattár.
*VIGH GY.—KUBACSKA A. 1933: Rózsaszentmárton és Gyöngyös környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár.
VINOGRADOV, A. P. 1962: Szrednee szoderzsanie himicseszkih elementov. — Geohimija, 7. Moszkva.
VITÁLIS GY. 1957: Magyarország földtana. — Műszaki Kiadó, Budapest.
VITÁLIS I. 1933a: A recski arany-, ezüst- és rézbányászat. — Bány. Koh. Lapok 66. (81.) 7—8. pp. 145—155, 193—201.
VITÁLIS, I. 1933b: Der Gold-, Silber und Kupferbergbau zu Recsk in Ungarn. — Mitt. Berg- u. Hüttenmänn. Abt. Sopron.

VITÁLIS I. 1946: Kátránydús terméskő a Mátra hegységben. — Bány. Koh. Lapok.
VITÁLIS S. 1926: Mátrabánya arany-, ezüst- és rézércbányászata. — Földt. Közl. 56. pp. 30—40.
*VITÁLIS S. 1937a: Jelentés a gyöngyössolymosi ércelőfordulásról. — Földt. Int. Adattár.
VITÁLIS S. 1937b: A csonka magyarországi földgáz- és olajkutatás eredményei és kilátásai. — Bány. Koh. Lapok 70. (85.) pp. 157—169.
VITÁLIS S. 1941: Rózsaszentmárton és környékének hidrogeológiai viszonyai. — Hidr. Közl. 21. pp. 197—213.
VITÁLIS S. 1943: Hidrogeológiai adatok Mátraverebély—Szuhapatak—Kisterenye környékéről. — Hidr. Közl. 23. pp. 147—159.
VITÁLIS S. 1961: Életnyomok a salgótarjáni kőszénmedencében. — Földt. Közl. 91. pp. 3—19.
WALKER, G. P. L. 1965: Some aspects of quaternary volcanism in Iceland. — Armstrong-Thornley Printers Limited, pp. 25—40.
WALKER, G. P. L. 1966: Acid volcanic rocks in Iceland. — Reprinted from Bulletin Volcanologique, 29. pp. 375—406.
WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. p. 399.
WÉBER B.—GÉRESI GY. 1970: A kálium eloszlása a Mátra hegységben légi-gammaspektrometriai felvétel alapján. — Földt. Közl. 100. 1. pp. 77—87.
WOLF, H. 1859: Braunkohlen in N. W. Ungarn. — Verhandl. Geol. Reichsanst. p. 64.
ZALÁNYI B. 1955: Kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról, II. pp. 303—325.
ZALÁNYI B. 1956: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről, pp. 187—213.
ZALÁNYI B. 1959: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, pp. 425—442.
ZELLER T. 1923: Terméskén Recskről. — Földt. Közl. 53. pp. 99—100.
*ZENTAY P.—JULIÁSZ Z. 1969: Recski fúrások kémiai és színképelemzése. — Földt. Int. Adattár.
ZEPHAROVICH, R. 1867: Über den Enargit von Parád. — Lotos Zeitschr. f. Naturwiss. pp. 20—23.
ZIPSER, CH. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. — Oedenburg.
*ZSILLE A. 1958—59: Jelentés az 1958. és 1959. évben Nagybátony környékén végzett részletes földmágneses mérések eredményeiről. — Eötvös L. Geof. Int. Adattár.
ZSIVNY V. 1922: Ásványtani megfigyelések Recskről. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 19. pp. 147—149.
ZSIVNY V. 1925: A recski Lahóca hegy néhány ásványáról. — Math. és Term. Tud. Ért. 42. pp. 128—148.

# TÁBLÁK — PLATES

## I. tábla — Plate I

1. Erősen rezorbeált gránitzárvány karbonátos piroxénandezitből. — Recsk, Csákánykő, kőfejtő. + N 28X
2. Erősen rezorbeált granodiorit-zárvány piroxénandezitből. A kvarckristály szegélyén jól látható a rezorbciós koszorú. — Parádóhuta, Disznókő É-i oldala. ‖ N 28X
3. Üde biotitos gránitaplitzárvány az alsó riolittufából. — Parádsasvár, Sóscseri. + N 28X
4. Hajlott korundhalmaz piroxénandezitben levő zárványban. A fekete szemcsék spinell- és magnetitkristályok. — Apc, Kopasz-hegy, alsó kőfejtő. ‖ N 28X

* * *

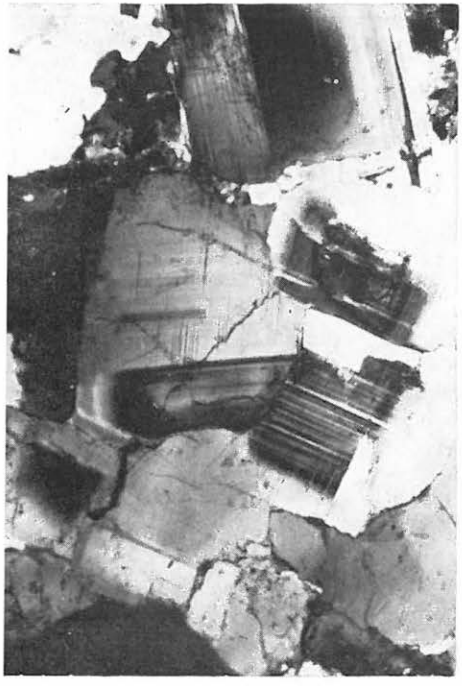
1. Heavily resorbed granite inclusion from carbonate-pyroxene andesite. — Recsk, Csákánykő, quarry. + N 28X
2. Heavily resorbed granodiorite inclusion from pyroxene andesite. A resorption rim is quite distinct on the edge of the crystal. — Parádóhuta, N side of the Disznókő. ‖ N 28X
3. Fresh biotite granite aplite inclusion from the Lower Rhyolitic Tuff. — Parádsasvár, Sóscseri. + N 28X
4. Aggregate of curved corundum crystals in a xenolith in pyroxene andesite. The blake grains are spinel and magnetite crystals. — Apc, lower quarry on the Kopasz-hegy. ‖ N 28X



1



2



3



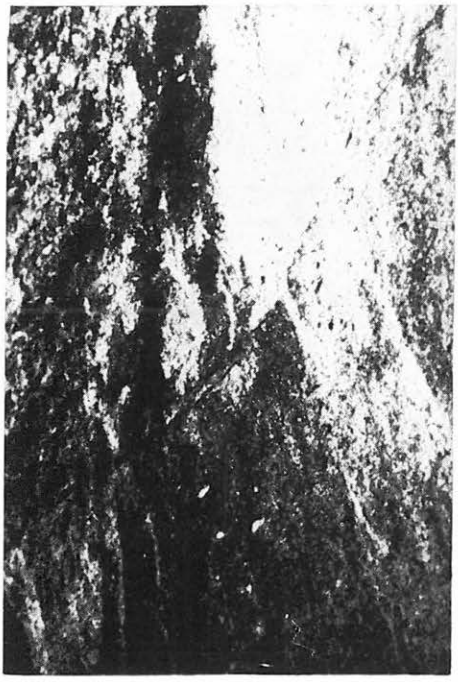
4

## II. tábla — Plate II

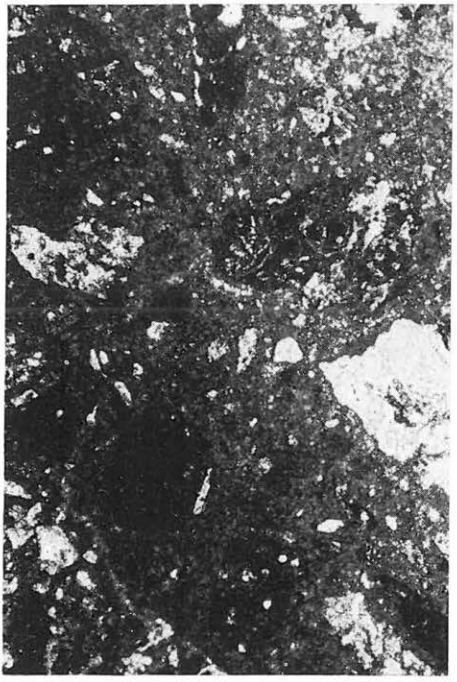
1. Erősen szericites agyagpala a K-i Mátra ladini aljzatából. — Sirok 1. sz. alapfúrás 546,0 m. + N 28X
2. Karbonátos kötőanyagú polimikt breccsa a K-i Mátra ladini sorozatából. — Sirok 1. sz. alapfúrás 471,0 m. || N 28X
3. Foraminifera-metszet finomszemcsés, csillámos homokkőből. — Sirok 1. sz. alapfúrás 776,0 m. || N 68X
4. Radiolaria-metszetek a hematitosan festett kovapalában. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. || N 28X

* * *

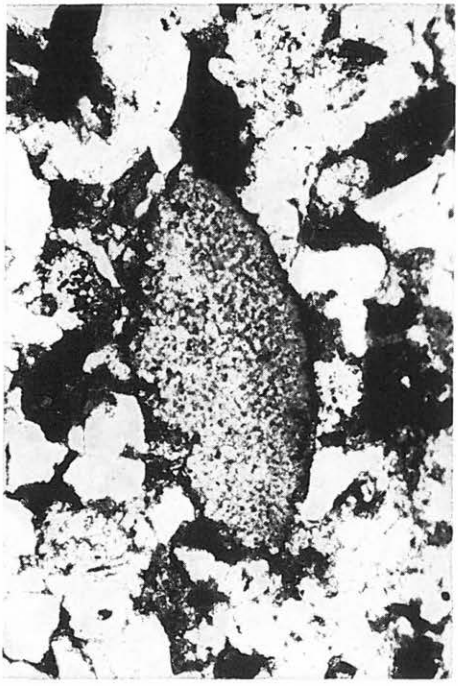
1. Heavily sericitized shale from the Ladinian basement of the eastern Mátra. — Borehole Sirok-1, 546.0 m. + N 28X
2. Polymict breccia cemented by carbonate, from the Ladinian sequence of the eastern Mátra. — Key borehole Sirok-1, 471.0 m. || N 28X
3. Cross-section of foraminifera recovered from fine-grained micaceous sandstone. — Key borehole Sirok-1, 776.0 m. || N 68X
4. Radiolaria cross-sections in hematite-stained siliceous schist. — Recsk, lower reaches of Báj brook. || N 28X



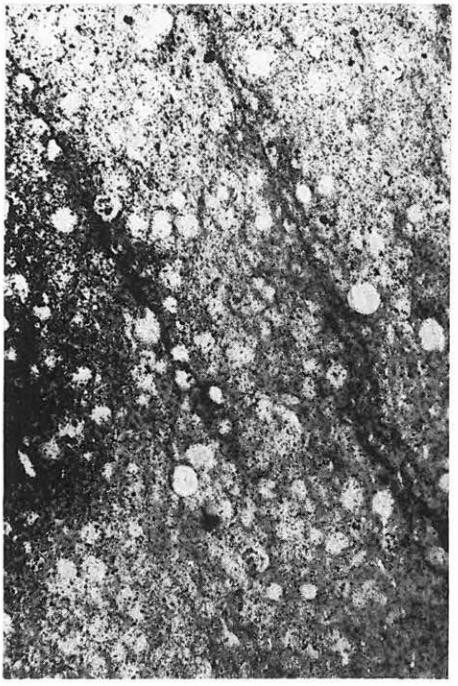
1



2



3



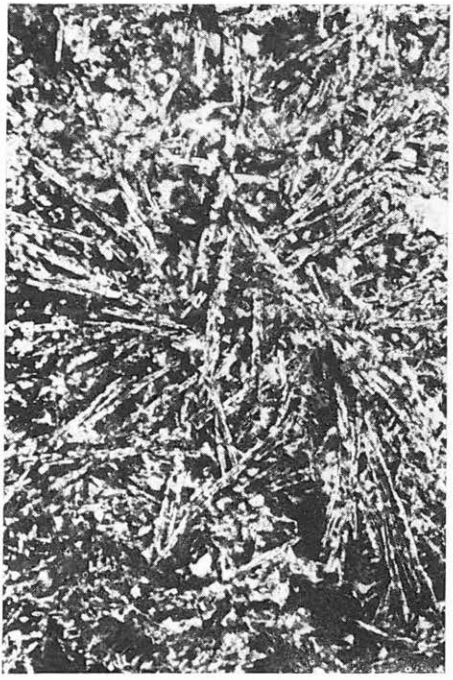
4

**III. tábla — Plate III**

1. Fenokristály nélküli, ofitos szövetű diabáz. — K-i Mátra, Recsk, Báj-patak völgye. ‖ N 28X
2. Ilmenitléces, karbonátos mandulaköves diabáz. — K-i Mátra, Sirok 1. sz. alapfúrás 723,0 m. ‖ N 28X
3. „Kévés" elrendeződésű földpátlécek a fenokristály nélküli diabázban. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. + N 28X
4. Eltérő szövetű diabázváltozatok érintkezése. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. + N 28X

* * *

1. Phenocryst-free diabase of ophitic texture. — Eastern Mátra, Recsk, valley of Báj brook. ‖ N 28X
2. Amygdaloidal diabase with ilmenite laths and carbonate. — Eastern Mátra, key borehole Sirok-1, 723.0 m. ‖ N 28X
3. Feldspar laths of "sheaf-like" arrangement in a phenocryst-free diabase. — Recsk, lower reaches of Báj brook. + N 28X
4. Contact of diabase varieties of different texture. — Recsk, lower reaches of Báj brook. + N 28X



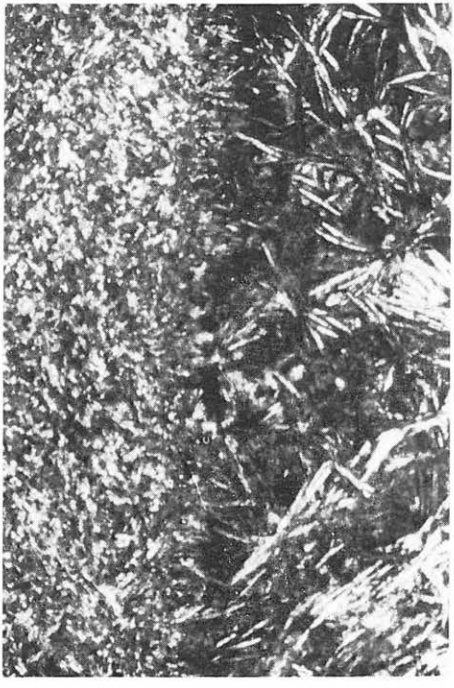
1



2



3



4

## IV. tábla — Plate IV

1. Gabbródiabáz, másodlagosan bontott, kloritosodott diallággal és ilmenitlécekkel. — Sirok 1. sz. alapfúrás 483,0 m. || N 28X
2. Ua. — Sirok 1. sz. alapfúrás 483,0 m. + N 28X
3. Diallág és plagioklászléces, ofitos szövetű diabáz. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. || N 28X
4. „Kévés" plagioklászhalmaz fenokristály nélküli diabázban. — Recsk, Báj-pataktól ÉNy-ra levő vízmosás. || N 28X

* * *

1. Gabbro-diabase with secondarily decomposed, chloritized diallage and ilmenite laths. — Key borehole Sirok-1, 483.0 m. || N 28X
2. Idem. — Key borehole Sirok-1, 483.0 m. + N 28X
3. Diabase of ophitic texture with diallage and plagioclase laths. — Recsk, lower reaches of Báj brook. || N 28X
4. "Sheaf-like" group of plagioclases in phenocryst-free diabase. — Recsk, gully northwest of Báj brook. || N 28X



1



2



3



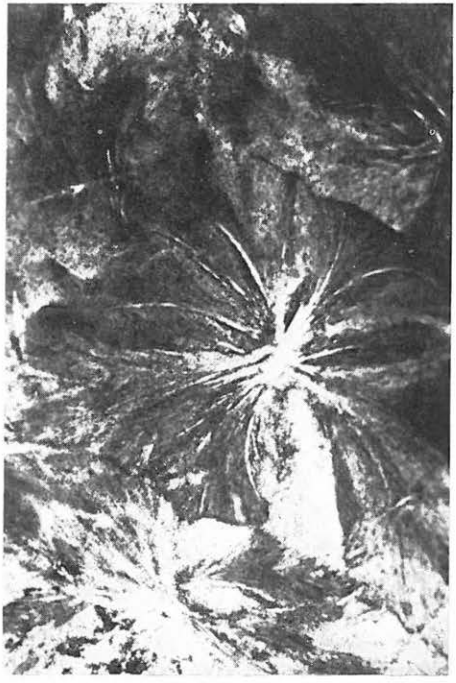
4

**V. tábla — Plate V**

1. Limonitosan színezett kőzetüveget és prehnites halmazokat tartalmazó diabáz. — Sirok 1. sz. alapfúrás 511,0 m. || N 170X
2. Kalciteres és -fészkes, limonitosan színezett variolitgömböket tartalmazó diabáz. — Sirok 1. sz. alapfúrás 510,0 m. || N 28X
3. Kloritosodott és repedezett olivinkristály a limonitosan színezett diabáz üveges alapanyagában. — Recsk, Tisztafar-tető Ny-i szegélye. || N 68X
4. Másodlagos epidotkristályok a diabáz és mészkő kontakt érintkezésénél. — Sirok 1. sz. alapfúrás 377,2 m. || N 68X

* * *

1. Diabase containing limonite-stained glass and prehnite aggregates. — Key borehole Sirok-1, 511.0 m. || N 170X
2. Diabase containing limonite-stained spherulites of variolitic texture with calcite veinlets and patches. — Key borehole Sirok-1, 510.0 m. || N 28X
3. Chloritized and fractured olivine crystal in the glassy groundmass of limonite-stained diabase. — Recsk, western margin of Tisztafar-tető. || N 68X
4. Secondary epidote crystals at the contact of diabase and limestone. — Key borehole Sirok-1, 377.2 m. || N 68X



1



2



3



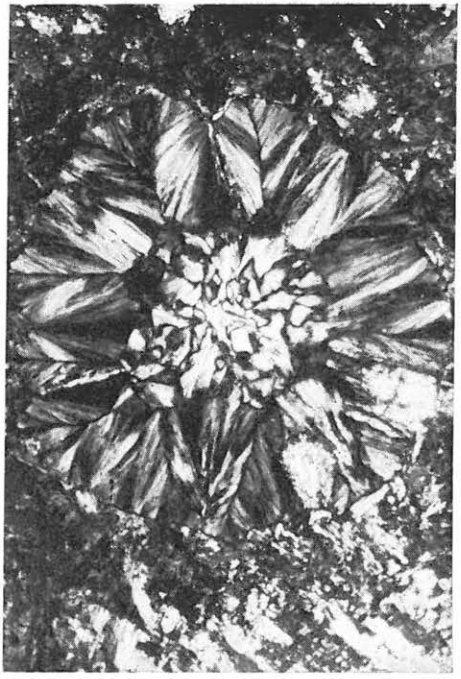
4

## VI. tábla — Plate VI

1. Sugaras szerkezetű kloritos kitöltés másodlagosan bontott diabázban. — Recsk, Bájpatak alsó szakasza. + N 170X
2. Erősen bontott variolaritos diabáz limonitosan festett mikrolitokkal. — Sirok 1. sz. alapfúrás 723,0 m. || N 28X
3. Aktinolittűk másodlagosan bontott gabbrodiabázban. — Sirok 1. sz. alapfúrás 483,0 m. || N 170X
4. Aktinolithalmaz az agyagásványosan és kloritosan átalakult gabbródiabázban. — Sirok 1. sz. alapfúrás 483,0 m. || N 170X

* * *

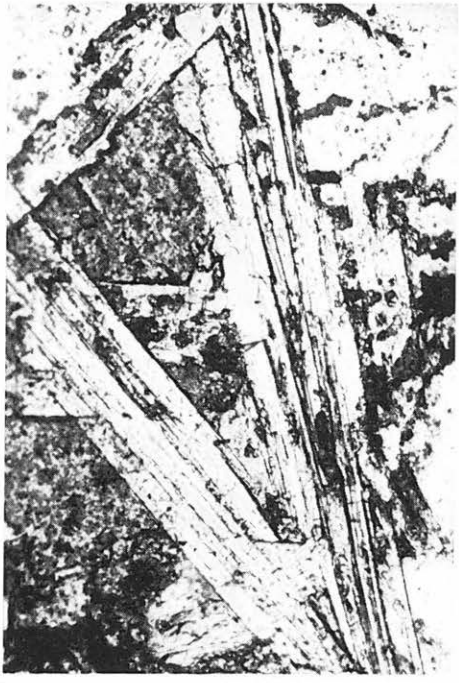
1. Cavity-filling chlorite of radial structure in secondarily decomposed diabase. — Recsk, lower reaches of Báj brook. + N 170X
2. Heavily altered variolitic diabase with limonite-stained microlites. — Key borehole Sirok-1, 723.0 m. || N 28X
3. Actinolite needles in secondarily altered gabbro-diabase. — Key borehole Sirok-1, 483.0 m. || N 170X
4. Actinolite aggregate in argillized and chloritized gabbro-diabase. — Key borehole Sirok-1, 483.0 m. || N 170X



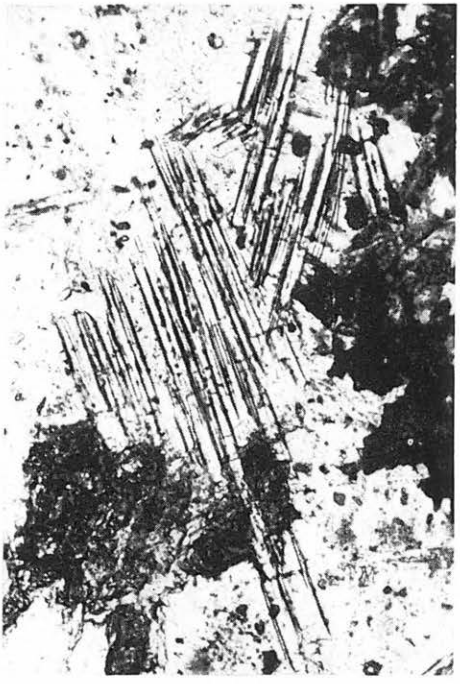
1



2



3



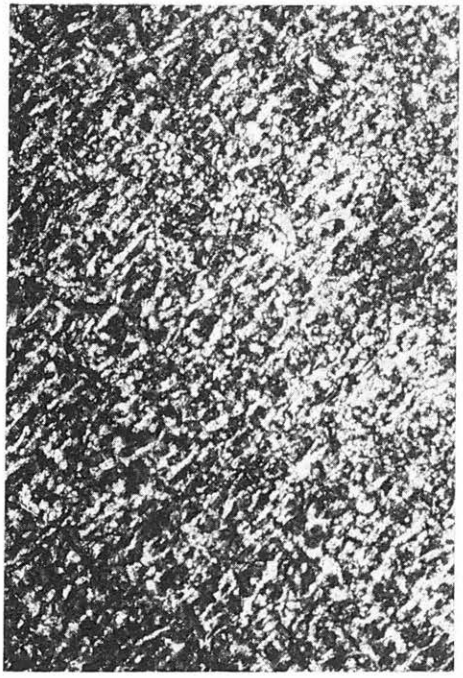
4

## VII. tábla — Plate VII

1. Finomszemcsés, halloysites—szerpentines ér. — Sirok 1. sz. alapfúrás 450,0 m. + N 28X
2. Zeolitos (dezmines) érkitöltés az ofitos szövetű diabázban. — Sirok 1. sz. alapfúrás 378,7 m. ‖ N 28X
3. Zeolitos—kvarcos üregkitöltés diabázban. — Sirok 1. sz. alapfúrás 407,2 m. + N 68X
4. Zeolitos (dezmines) érkitöltés fenn-nőtt kristályokkal. — Sirok 1. sz. alapfúrás 520,0 m. + N 28X

* * *

1. Fine-grained halloysite-serpentine veinlet. — Key borehole Sirok-1, 450.0 m. + N 28X
2. Zeolite (desmine) filled vein in diabase of ophitic texture. — Key borehole Sirok-1, 378.7 m. ‖ N 28X
3. Zeolite and quartz as cavity filling in diabase. — Key borehole Sirok-1, 407.2 m. + N 68X
4. Zeolite (desmine) filled vein with overgrown crystals. — Key borehole Sirok-1, 520.0 m. + N 28X



1



2



3



4

**VIII. tábla — Plate VIII**

1. Miliolina-metszet az agyagos mészkőben. — Rm. 28. sz. fúrás 762,8 m. || N 65X
2. Lithothamniumos mészkő Discocyclinával, Robulusszal. — Rm. 28. sz. fúrás 768,7 m. || N 60X
3. Sphaerogypsina sp. metszet a lithothamniumos mészkőben. — Rm. 28. sz. fúrás 784,0 m. || N 60X
4. Discocyclinás, nummulinás mészkő. — Rm. 28. sz. fúrás 765,3 m. || N 60X

Meghatározta: JÁMBORNÉ KNESS M. 1971.

* * *

1. Cross-section of Miliolina in clayey limestone. — Borehole Rm. 28, 762.8 m. || N 65X
2. Lithothamnium limestone with Discocyclina and Robulus. — Borehole Rm. 28, 768.7 m. || N 60X
3. Cross-section of Sphaerogypsina sp. in Lithothamnium limestone. — Borehole Rm. 28, 784.0 m. || N 60X
4. Discocyclina, Nummulina limestone. — Borehole Rm. 28, 765.3 m. || N 60X

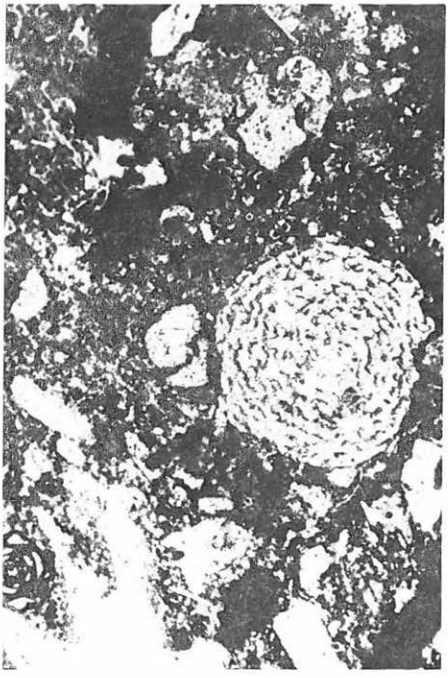
Determinations by M. JÁMBOR—KNESS 1971.



1



2



3



4

**IX. tábla — Plate IX**

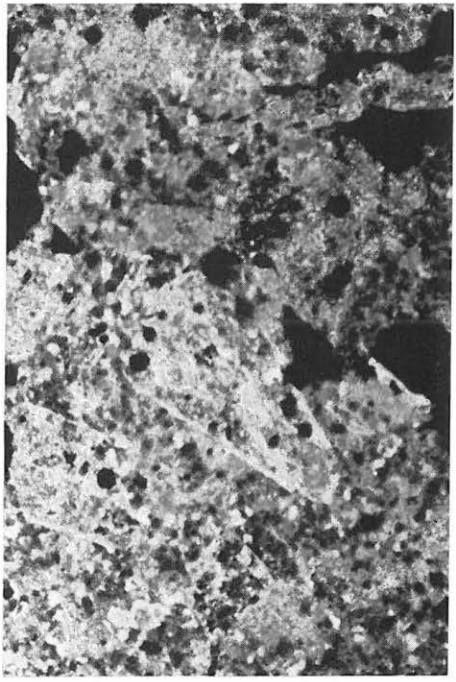
1. Mikroporfíros szövetű rész a biotitamfibolandezitből. — Recsk, kanázsvári kőfejtő. +N 28X
2. Hidrotermásan kovásodott, pirites biotitamfibolandezit, szericitesedett plagioklász-fenokristályokkal. — Parádfürdő, Hegyes-hegy Ny-i lába. +N 28X
3. Diabázzárvány az agyagásványosan bontott biotitamfibolandezitben. — Rm. 39. sz. fúrás 1267,2 m. +N 28X
4. Kristályos anhidrithalmaz a szkarnosan átalakult zónából. — Rm. 15. sz. fúrás 690,0 m. +N 28X

* * *

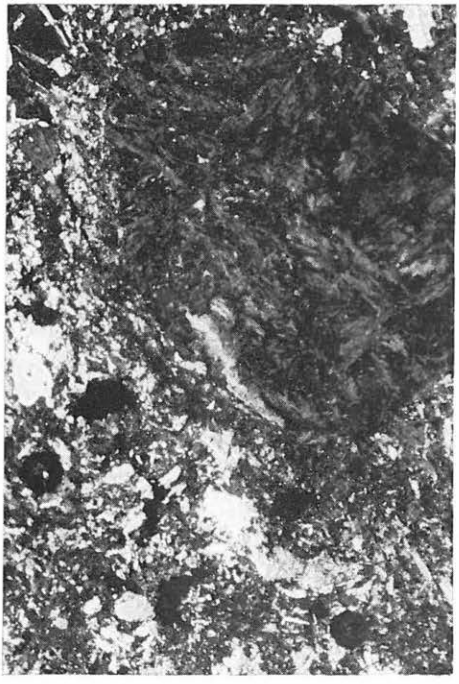
1. Microporphyric portion from a biotite-hornblende andesite. — Recsk, Kanázsvár quarry. +N 28X
2. Hydrothermally silicified, pyritized biotite-hornblende andesite with sericitized plagioclase phenocrysts. — Parádfürdő, western foot of the Hegyes-hegy. +N 28X
3. Diabase xenolith in argillized biotite-hornblende andesite. — Borehole Rm. 39, 1267.2 m. +N 28X
4. Anhydrite crystal aggregate in a skarn zone. — Borehole Rm. 15, 690.0 m. +N 28X



1



2



3



4

**X. tábla — Plate X**

1. Másodlagosan kovásodott alapanyagú biotitamfibolandezit, ikerlemezes plagioklász-fenokristállyal. — Parádfürdő, Vörösvár ÉNy-i lábánál. + N 28X
2. Erősen bontott biotitamfibolandezit, kvarc-fenokristállyal és karbonátosodott amfibolokkal. — Parádfürdő, Vörösvár ÉNy-i lábánál. + N 28X
3. Gránát és epidot kristályhalmaz a bontott biotitamfibolandezitben. — Rm. 32. sz. fúrás 730,0 m. || N 68X
4. Kévés és halmazos megjelenésű wollastonit a szkarnos öv szegélyéről. — Rm. 15. sz. fúrás 615,0 m. + N 28X

* * *

1. Biotite-hornblende andesite of secondarily silicified groundmass with twinned plagioclase phenocrysts. — Parádfürdő, NW foot of the Vörösvár. + N 28X
2. Heavily altered biotite-hornblende andesite with quartz phenocrysts and carbonatized hornblende grains. — Parádfürdő, NW foot of the Vörösvár. + N 28X
3. Garnet and epidote aggregate in decomposed biotite-hornblende andesite. — Borehole Rm. 32, 730.0 m. || N 68X
4. "Sheaf-like" crystals and aggregates of wollastonite from the margin of the skarn zone. — Borehole Rm. 15, 615.0 m. + N 28X



1



2



3



4

## XI. tábla — Plate XI

1. Idiomorf epidotkristályok szkarnosodott mészkőben. — Rm. 38. sz. fúrás 940,0 m. || N 68X
2. Idiomorf epidotkristályok gránátos szkarnszegélyben. — Rm. 38. sz. fúrás 840,0 m. || N 68X
3. Grosszulárkristályok kovásodott alapanyagban. — Rm. 15. sz. fúrás 1060,0 m. || N 28X
4. Kévés, halmazos wollastonit piritesedett exoszkarnos szegélyben. — Rm. 17. sz. fúrás 700,0 m. + N 68X

* * *

1. Idiomorphic epidote crystals in skarn. — Borehole Rm. 38, 940.0 m. || N 68X
2. Idiomorphic epidote crystals in a garnet-bearing skarnous rim. — Borehole Rm. 38, 840.0 m. || N 68X
3. Grossular crystals in silicified groundmass. — Borehole Rm. 15, 1060.0 m. || N 28X
4. "Sheaf-like" wollastonite aggregate in pyritized exoskarn zone. — Borehole Rm. 17, 700.0 m. + N 68X



1



2



3



4

## XII. tábla — Plate XII

1. Operculina-metszet lithothamniumos, tufás mészkőben. — Rm. 7. sz. fúrás 294,0 m. || N 60X
2. Rotaloid forma lithothamniumos tufás és glaukonitos márgából. — Rm. 7. sz. fúrás 302,0 m. || N 65X
3. Robulus- és Asterogerina-metszet tufás, glaukonitos márgából. — Rm. 7. sz. fúrás 304,0 m. || N 65X
4. Gyroidina sp. erősen tufás márgából. — Rm. 7. sz. fúrás 298,0 m. || N 65X

Meghatározta: Jámborné Kness M. 1971.

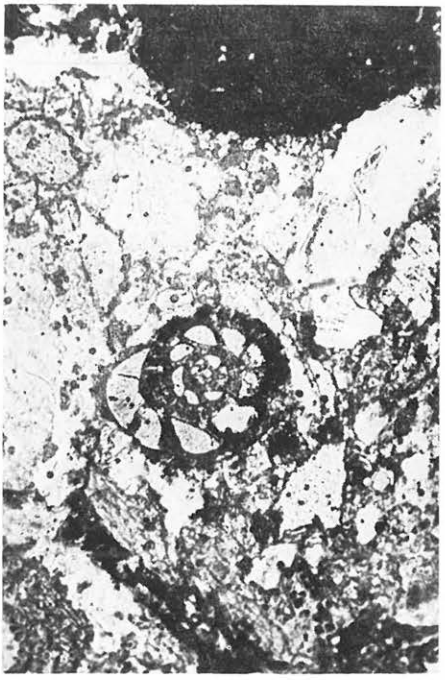
* * *

1. Cross-section of Operculina in tuffaceous Lithothamnium limestone. — Borehole Rm. 7, 294.0 m. || N 60X
2. Representative of roteloids in tuffaceous and glauconitic Lithothamnium marl. — Borehole Rm. 7, 302.0 m. || N 65X
3. Cross-sections of Robulus and Asterogerina in tuffaceous, glauconitic marl. — Borehole Rm. 7, 304.0 m. || N 65X
4. Gyroidina sp. from heavily tuffaceous marl. — Borehole Rm. 7, 298.0 m. || N 65X

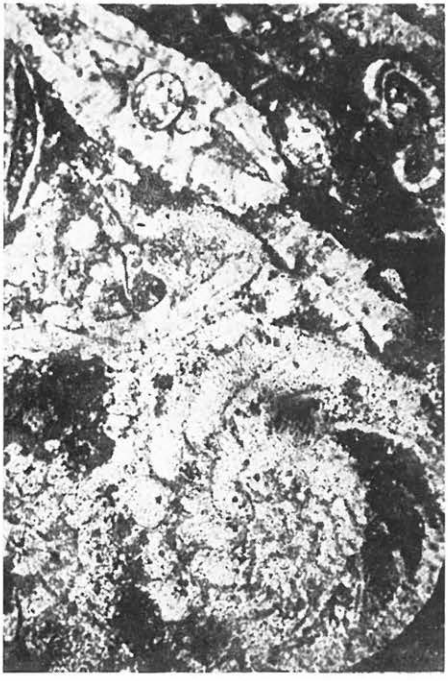
Determinations by M. Jámbor—Kness 1971.



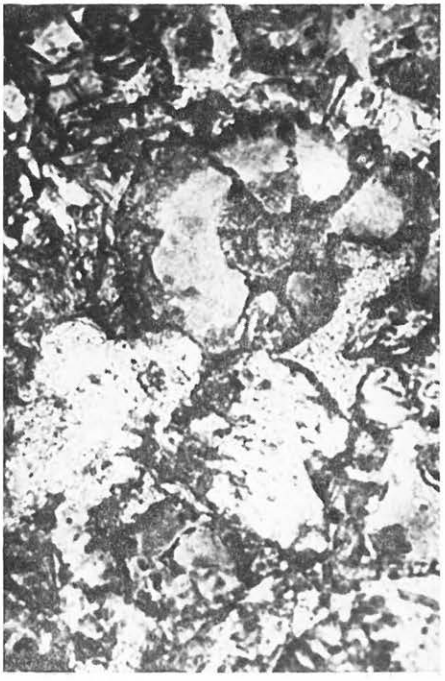
1



2



3



4

**XIII. tábla — Plate XIII**

1. Pertites földpát-fenokristályokat tartalmazó kovásodott kvarcporfír a burdigalai homokkőből. — Bodony, Áldozó-vár D-i lába. + N 28X
2. Kovásodott kvarcporfír pertitesedett földpáttal a homokkőből. — Bodony, Áldozó-patak völgye. + N 28X
3. Kissé préselt kvarccsillámpala a burdigalai összletből. — Recsk, Kisrézoldal teteje. + N 28X
4. Muszkovitos gneiszgránit a burdigalai összletből. — Recsk, Kisrézoldal teteje. + N 28X

* * *

1. Silicified quartz-porphyry with perthitic feldspar phenocrysts recovered from Burdigalian sandstones. — Bodony, southern foot of the Áldozó-vár. + N 28X
2. Silicified quartz-porphyry with perthitic feldspar from sandstones. — Bodony, valley of Áldozó brook. + N 28X
3. Micaschist from the Burdigalian sequence. — Recsk, summit of the Kisrézoldal. + N 28X
4. Gneissose muscovite granite from the Burdigalian sequence. — Recsk, summit of the Kisrézoldal. + N 28X



1



2



3



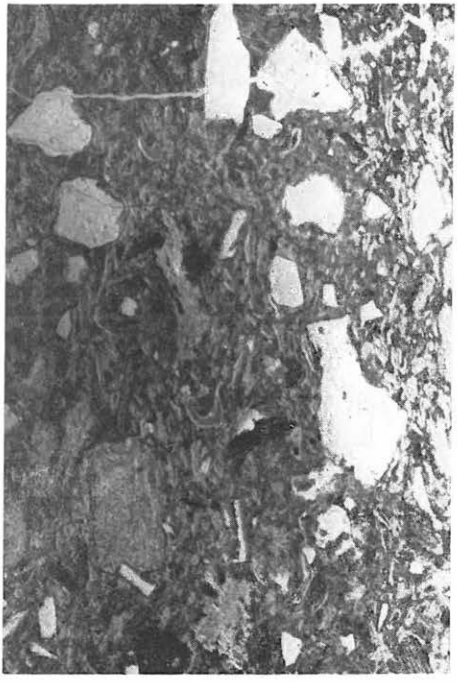
4

## XIV. tábla — Plate XIV

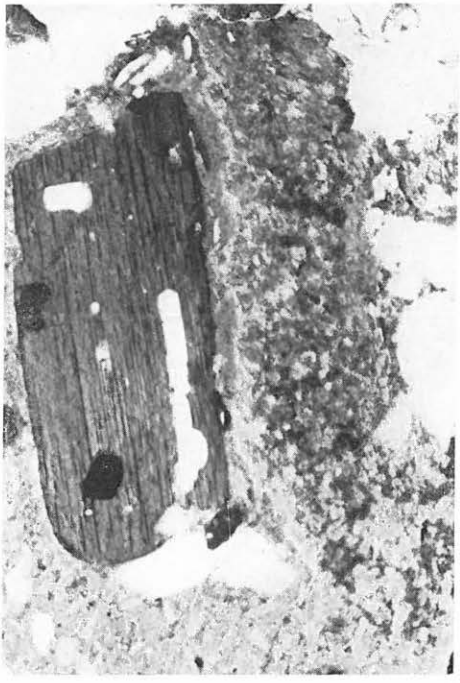
1. Préselt, kissé kontaktizált alsó riolittufa. — Recsk, Csákánykő K-i szegélye. || N 28X
2. Magnetitzárványos amfibol agyagásványosodott alsó riolittufában. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
3. Deformált horzsakő-lapilliket tartalmazó alsó riolittufa kőzettelér szegélyéről. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
4. Rezorbciós kvarckristályok az alsó riolittufában levő riolitlapilliben. — Parádsasvár. + N 28X

* * *

1. Lower Rhyolitic Tuff, collapsed and slightly contact-metamorphosed. — Recsk, eastern margin of the Csákánykő. || N 28X
2. Hornblende with magnetite inclusions in argillized Lower Rhyolitic Tuff. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
3. Lower Rhyolitic Tuff with deformed pumiceous lapilli from the margin of a dike. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
4. Resorbed quartz crystals in a rhyolitic lapilli in the Lower Rhyolitic Tuff. — Parádsasvár. + N 28X



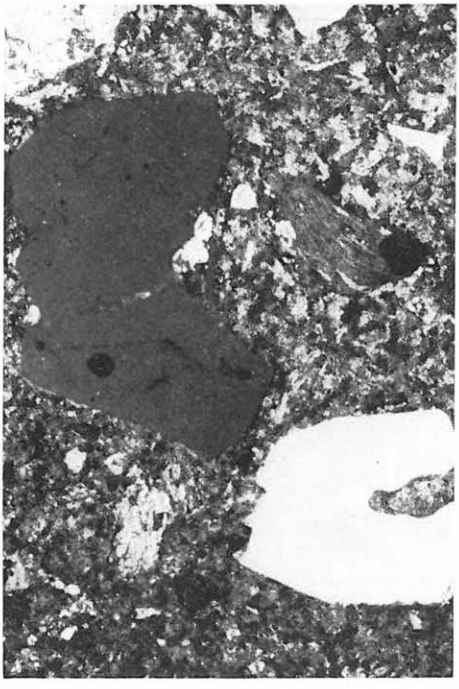
1



2



3



4

## XV. tábla — Plate XV

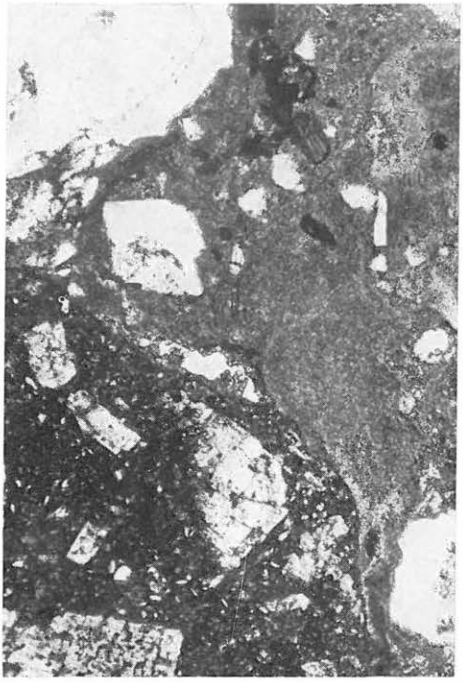
1. Lapillis és bontott alsó riolittufa kőzettelér mellől. — Parádóhuta, Szőkevíz-folyás völgye. || N 28X
2. Vegyeslapillis és részben limonitosodott alsó riolittufa. — Parádóhuta, Szőkevíz-folyás völgye. || N 28X
3. Préselt szerkezetű és deformált horzsakő-lapilliket tartalmazó alsó riolittufa. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. || N 28X
4. Részben kontaktizált horzsaköves alsó riolittufa. — Recsk, Báj-patak alsó szakasza. || N 28X

* * *

1. Lower Rhyolitic Tuff, decomposed, with lapilli, adjacent to a dike. — Parádóhuta, valley of the Szőkevíz-folyás stream. || N 28X
2. Lower Rhyolitic Tuff partly limonitized with various lapilli. — Parádóhuta, valley of the Szőkevíz-folyás stream. || N 28X
3. Lower Rhyolitic Tuff, collapsed, with deformed pumiceous lapilli. — Recsk, lower reaches of Báj brook. || N 28X
4. Partly contact-metamorphosed, pumiceous Lower Rhyolitic Tuff. — Recsk, lower reaches of Báj brook. || N 28X



1



2



3



4

**XVI. tábla — Plate XVI**

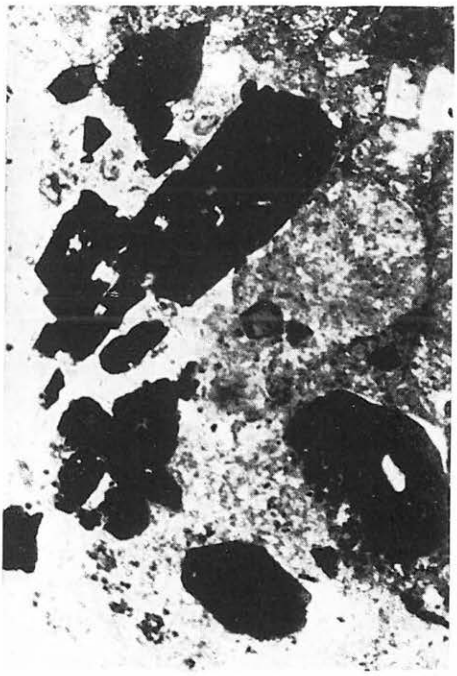
1. Részlegesen kontaktizált alsó riolittufa opacitosodott biotittal. — Recsk, Báj-patak völgye. || N 28X
2. Agyagásványosodott riolittufa teljesen opacitosodott amfibolkristályokkal. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
3. Préselt és részlegesen összesült alsó riolittufa alaktalan üvegfoszlányokkal. — Recsk, Báj-patak völgye. || N 28X
4. Erősen rezorbeált kvarckristály a bontott alsó riolittufából. — Parádsasvár, Fényes-magasa Ny-i oldal. + N 28X

* * *

1. Lower Rhyolitic Tuff, partly contact-metamorphosed, with opacitized biotite. — Recsk, valley of Báj brook. || N 28X
2. Argillized rhyolitic tuff with completely opacitized hornblende crystals. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
3. Lower Rhyolitic Tuff, collapsed and partly welded, with squeezed glass shards. — Recsk, valley of Báj brook. || N 28X
4. Heavily resorbed quartz crystal from a decomposed Lower Rhyolitic Tuff. — Parádsasvár, western side of the Fényes-magasa. + N 28X



1



2



3



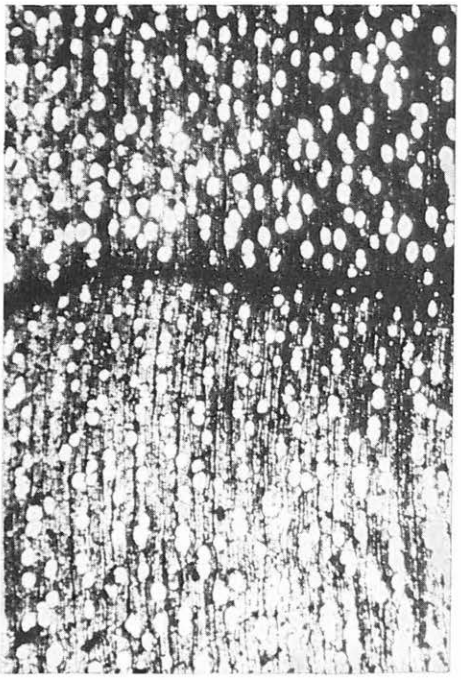
4

## XVII. tábla — Plate XVII

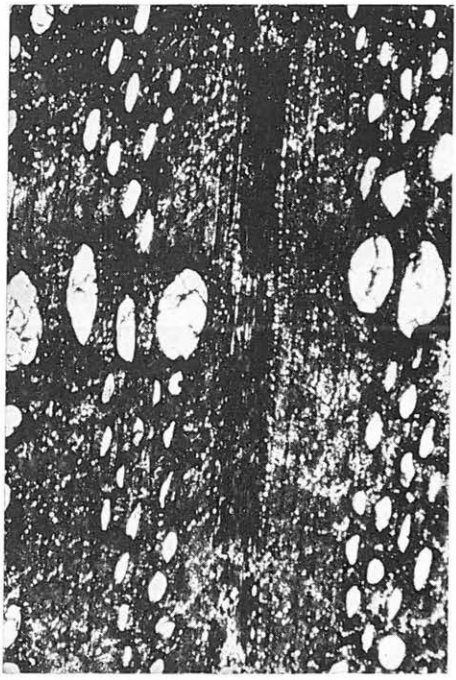
1. Kovásodott pálmatörzsmaradvány a felsőhelvéti vegyestufából. — Parádsasvár, Veszes-patak völgye. || N 28X
2. Quercus sp. kovásodott fa a felsőhelvéti vegyestufából. — Parádsasvár, Veszes-patak völgye. || N 28X
3. Kovásodott—szenesedett fa (gyantamentes fenyőféle) a burdigalai alsó riolittufából. — Recsk, Csákánykő. || N 28X
4. Acer sp. kovásodott—szenesedett famaradvány a burdigalai alsó riolittufából. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X

* * *

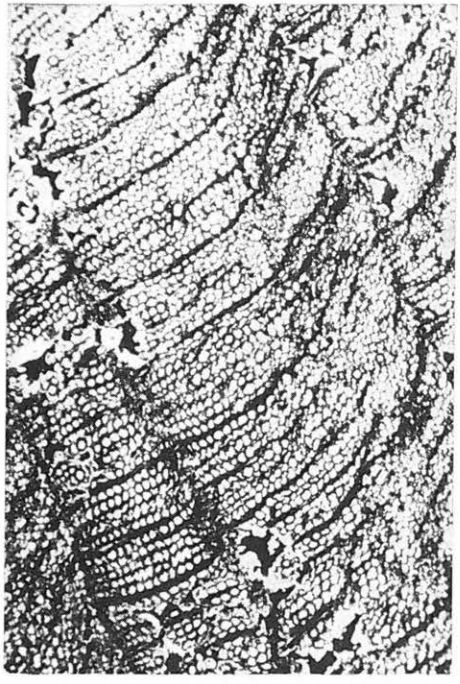
1. Remnant of a silicified palm-tree trunk recovered from Upper Helvetian mixed tuff. — Parádsasvár, valley of Veszes brook. || N 28X
2. Silicified wood of Quercus sp. recovered from Upper Helvetian mixed tuff. — Parádsasvár, valley of Veszes brook. || N 28X
3. Silicified-coalified wood (resinless form of conifers) recovered from the Burdigalian Lower Rhyolitic Tuff. — Recsk, Csákánykő. || N 28X
4. Silicified-coalified remnant of Acer sp. wood recovered from the Burdigalian Lower Rhyolitic Tuff. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X



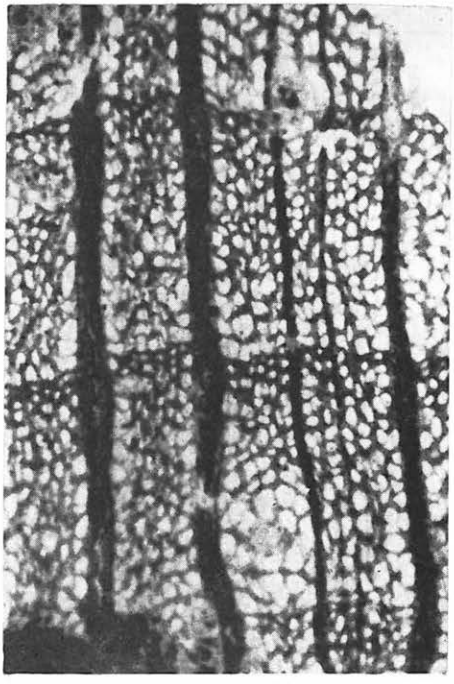
1



2



3



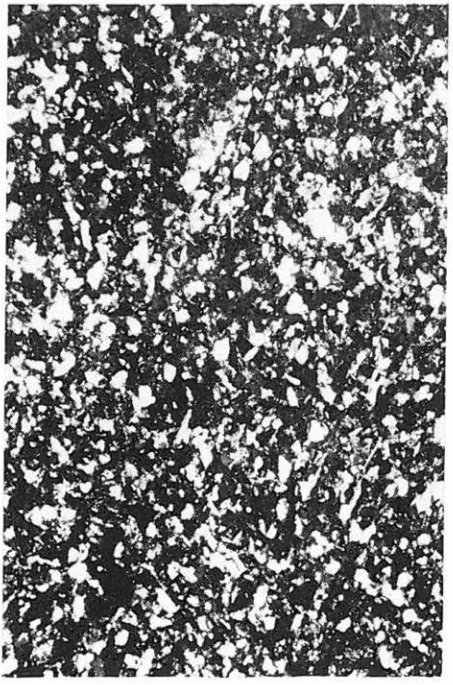
4

## XVIII. tábla — Plate XVIII

1. Középszemcsés, agyagmárgás, aleuritos homokkő a helvéti slírösszletből. — Parádsasvár, Köszörűs-patak felső szakasza. || N 28X
2. Süntüskés és algametszetes helvéti homokkő. — Recsk, Nagyzúgó északi vízmosása. || N 68X
3. Algametszetes, tufitos homokkő a helvéti slírösszlet tetejéről. — Parád 3. sz. fúrás 90,0 m. || N 28X
4. Különböző szemcsézetű tufitos homokkő érintkezése. — Parád 3. sz. fúrás 93,0 m. || N 28X

* * *

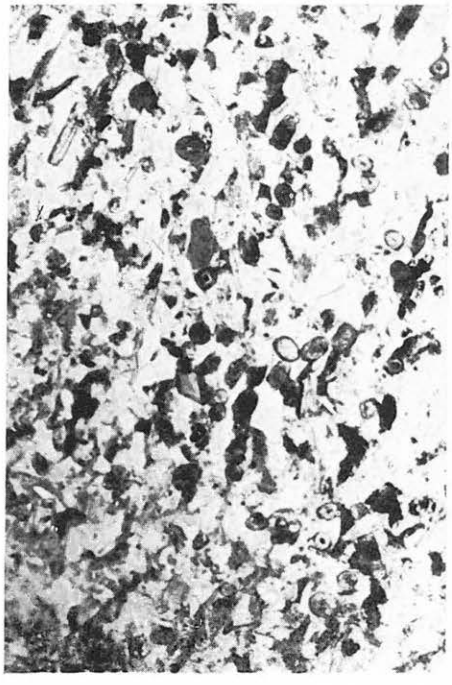
1. Medium-grained sandstone containing clayey-marly-silty components from the Helvetian Schlier sequence. — Parádsasvár, upper reaches of Köszörűs brook. || N 28X
2. Helvetian sandstone with needles of sea urchins and cross-sections of algae. — Recsk, northern ravine of Nagyzúgó. || N 68X
3. Tuffaceous sandstones with cross-sections of algae on top of the Helvetian Schlier sequence. — Borehole Parád-3, 90.0 m. || N 28X
4. Contact of tuffaceous sandstones of different grain size. — Borehole Parád-3, 93.0 m. || N 28X



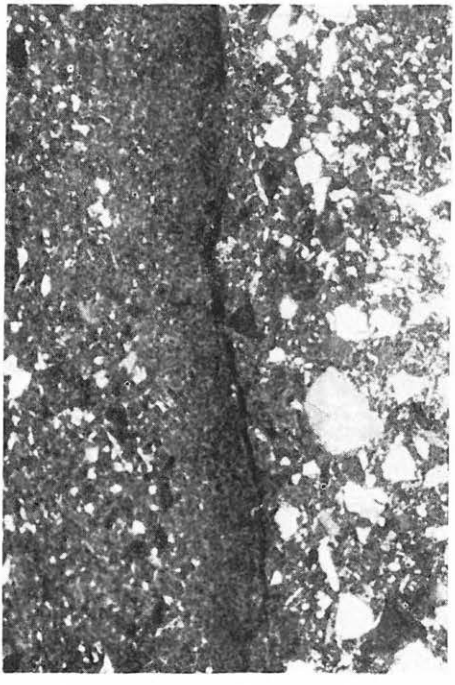
1



2



3



4

## XIX. tábla — Plate XIX

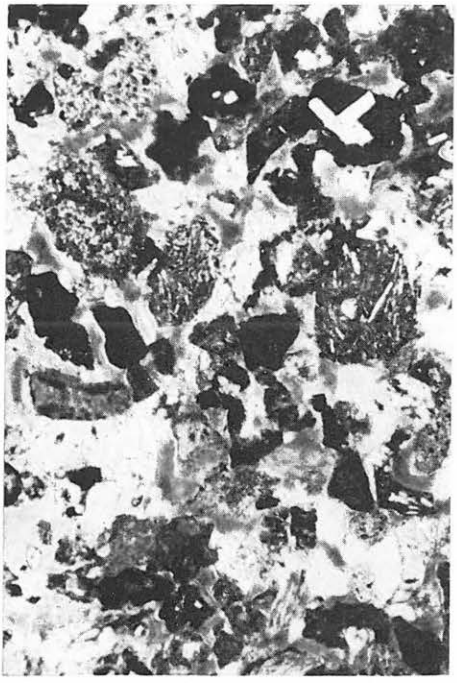
1. Vegyeslapillis andezittufa, kissé agyagásványosodott kötőanyaggal, a felsőhelvét piroklasztikum sorozatból. — Parádsasvár, Veszes-patak felső szakasza. || N 28X
2. Aprószemű, erősen agyagásványosodott kötőanyagú adezittufa. — Parádsasvár, Köszörűs-patak felső szakasza. || N 28X
3. Bentonitosodott kötőanyagú, vegyeslapillis andezittufa. — Hasznos 1. sz. sekélyszerkezet-kutató fúrás 102,0 m. || N 28X
4. Bontott plagioklász fenokristályok a magnetit-mikrolites piroxénandezitben. — Jobbágyi, elhagyott kőfejtő. || N 28X

* * *

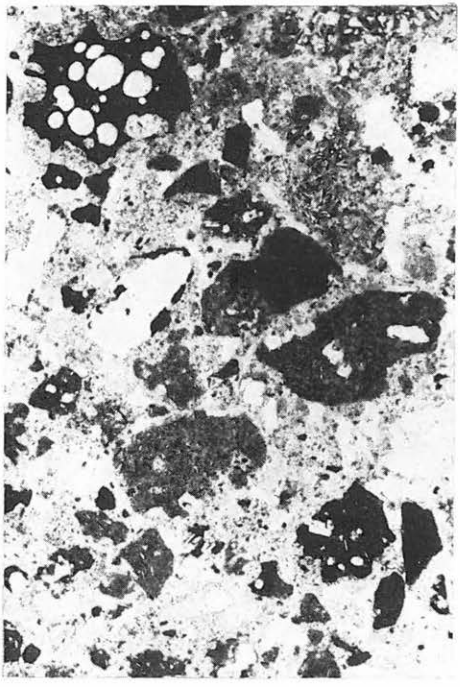
1. Andesitic tuff with various lapilli and a slightly argillized cement from the Upper Helvetian pyroclastic formation. — Parádsasvár, upper reaches of Veszes brook. || N 28X
2. Small-grained andesitic tuff of heavily argillized cement. — Parádsasvár, upper reaches of Köszörűs brook. || N 28X
3. Andesitic tuff of bentonitized cement with various lapilli. — Stratigraphic borehole Hasznos-1, 102.0 m. || N 28X
4. Decomposed plagioclase phenocrysts in pyroxene andesite with magnetite microlites. — Jobbágyi, abandoned quarry. || N 28X



1



2



3



4

## XX. tábla — Plate XX

1. Szferolitlencsés, limonitosan színezett dácittufa, a szferolitban biotitlemezzel. — Parádóhuta, Szőkevíz-patak völgye. || N 28X
2. Kissé összesült és elszínezett dácittufa, amfibol beágyazással. — Parádfürdő, Cserepes-tető ÉK-i oldala, Selyem-rét. || N 28X
3. Erősen összesült dácittufa limonitosan színezett szferolitmezőkkel. — Recsk, Nagyzúgó É-i lejtő. || N 28X
4. Préselt és összesült dácittufa, színezett szferolitfészkekkel. — Recsk, Szajla-kút közeléből. || N 28X

* * *

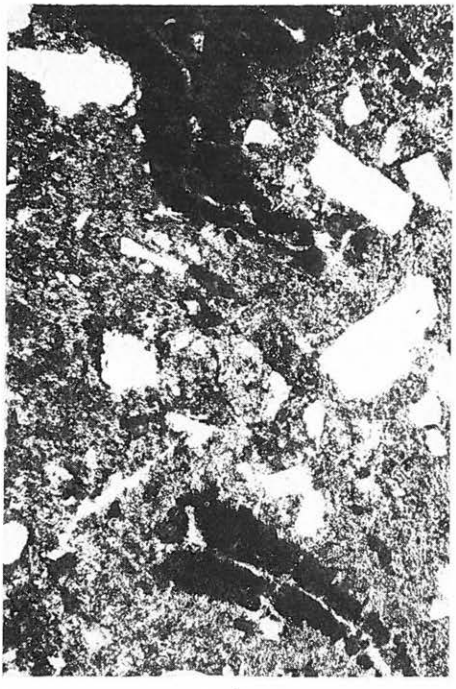
1. Dacitic tuff stained by limonite with spherulitic lenses carrying lath-shaped biotite crystals. — Parádóhuta, valley of Szőkevíz brook. || N 28X
2. Dacitic tuff, slightly welded and stained, with a hornblende crystal. — Parádfürdő, northeast side of the Cserepes-tető, Selyem-rét. || N 28X
3. Heavily welded dacitic tuff with limonite-stained spherulitic areas. — Recsk, northern slope of the Nagyzúgó. || N 28X
4. Collapsed and welded dacitic tuff with stained spherulitic patches. — Recsk, next to the Szajla-kút. || N 28X



1



2



3



4

## XXI. tábla — Plate XXI

1. Agyagásványosodott és horzsaköves dácittufa. — Parádfürdő, Ilona-völgy. || N 28X
2. Szferolitos és kovásodott dácittufa. — Recsk, Sólyom-völgy felső része. || N 28X
3. Vegyeslapillis, bontott dácittufa, amfibolkristállyal. — Parádóhuta, Disznókő. || N 28X
4. Kovásodott dácitbomba ikerlemezes andezinporfírokkal, horzsaköves dácittufából. — Parádóhuta, Rózsaszállás. + N 28X

* * *

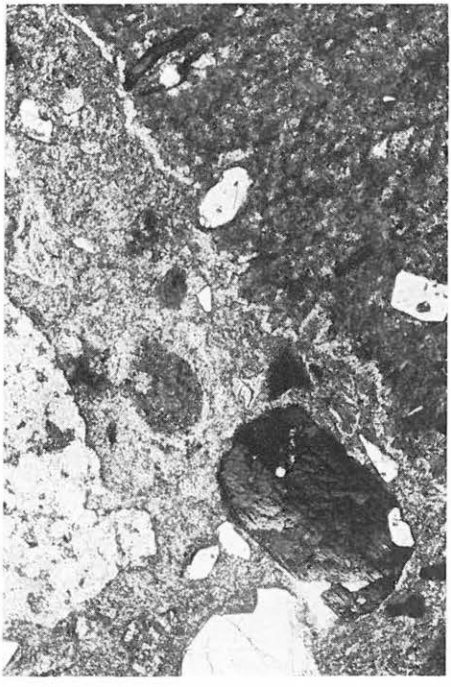
1. Argillized and pumiceous dacitic tuff. — Parádfürdő, Ilona-völgy. || N 28X
2. Dacitic tuff, spherulitic and silicified. — Recsk, upper stretch of the Sólyom valley. || N 28X
3. Dacitic tuff, decomposed, with various lapilli and a hornblende crystal. — Parádóhuta, Disznókő. || N 28X
4. Silicified dacitic bomb, with twinned porphyric andesine crystals recovered from pumiceous dacitic tuffs. — Parádóhuta, Rózsaszállás. + N 28X



1



2



3



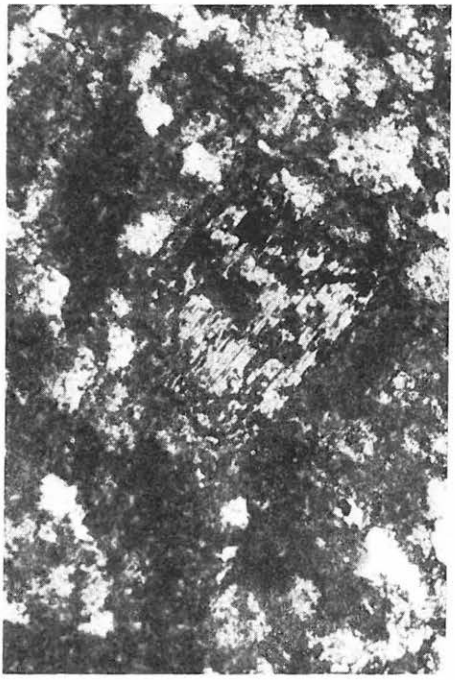
4

## XXII. tábla — Plate XXII

1. Kovásodott és átkristályosodott szövetű dácitbomba, kloritosodott biotittal. — Parádsasvár, Haluskás-bérc. || N 28X
2. Agyagásványosodott dácittufa, limonitosodott andezitzárvánnyal. — Parádóhuta, Rózsaszállás. || N 28X
3. Erősen agyagásványosodott lapillis dácittufa, hiperszténkristályokkal. — Recsk, Paska-tető. || N 28X
4. Hiperszténes alsó riolittufa zárvány a dácittufából. — Recsk, Paska-tető. || N 28X

* * *

1. Dacitic bomb of silicified and recrystallized matrix, with chloritized biotite. — Parádsasvár, Haluskás-bérc. || N 28X
2. Argillized dacitic tuff with a limonitized andesite xenolith. — Parádóhuta, Rózsaszállás. || N 28X
3. Heavily argillized dacitic tuff with lapilli and hypersthene crystals. — Recsk, Paska-tető. || N 28X
4. Xenolith of Lower Rhyolitic Tuff with hypersthene from dacitic tuffs. — Recsk, Paska-tető. || N 28X



1



2



3



4

## XXIII. tábla — Plate XXIII

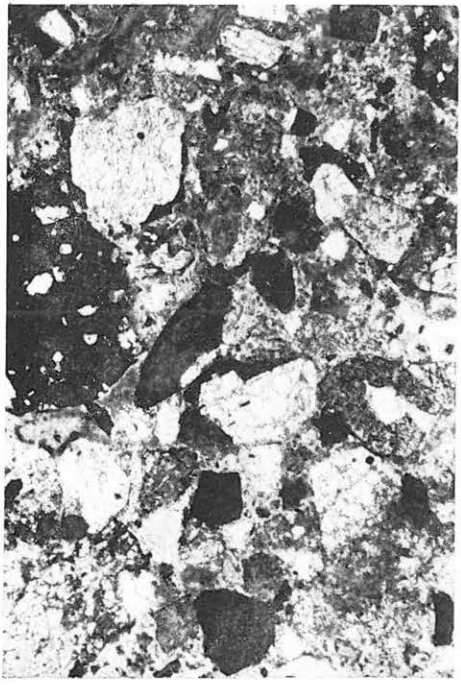
1. Különböző szövetű andezitlapilliket tartalmazó tufa. — Apc, Somlyó, Ny-Mátra. || N 28X
2. Agyagásványosodott kötőanyagú, vegyeslapillis andezittufa. — Mátrakeresztes, Nyikom alsó szintje. || N 28X
3. Bontott, vegyeslapillis andezittufa. — Nyugat-mátrai Köves-bérc északi oldala. || N 28X
4. Agyagásványosodott kötőanyagú, finomlapillis andezittufa. — Jobbágyi kőfejtő. || N 28X

* * *

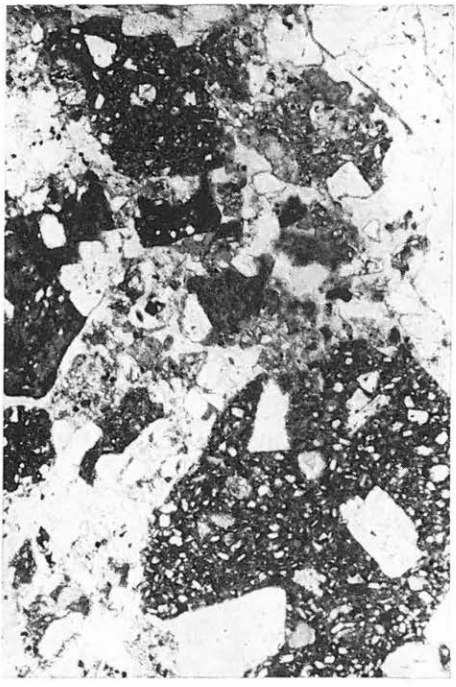
1. A tuff containing lapilli of different texture. — Apc, Somlyó, western Mátra. || N 28X
2. Andesitic tuff of argillized cement with various lapilli. — Mátrakeresztes, lower horizon of the Nyikom. || N 28X
3. Decomposed andesitic tuff with various lapilli. — Northern side of the Köves-bérc in the western Mátra. || N 28X
4. Andesitic lapilli tuff of argillized cement. — Quarry at Jobbágyi. || N 28X



1



2



3



4

## XXIV. tábla — Plate XXIV

1. Finomszemcsés pilotaxitos alapanyagú andezit, üvegzárványos plagioklász-fenokristályokkal. — Nyugat-mátrai Hársas-patak völgye. + N 28X
2. Plagioklász- és hipersztén-fenokristály halmaz a bontott andezitben. — Apc, Kopasz-hegy, alsó kőfejtő. + N 28X
3. Ikerlemezes augit-fenokristály az üveges alapanyagú andezitben. — Rózsaszentmárton, Tarcod-kőfejtő. + N 28X
4. Zónás plagioklász-fenokristály a részlegesen átkristályosodott andezitben. — Rózsaszentmárton, Tarcod-kőfejtő. + N 28X

* * *

1. Andesite of fine-grained pilotaxitic groundmass with plagioclase phenocrysts carrying glass inclusions. — Valley of Hársas brook in the western Mátra. + N 28X
2. Aggregate of plagioclase and hypersthene phenocrysts in altered andesite. — Apc, Kopasz-hegy, lower quarry. + N 28X
3. Twin-lamellar augite phenocrysts in an andesite of glassy groundmass. — Rózsaszentmárton, Tarcod quarry. + N 28X
4. Zoned plagioclase phenocryst in partly recrystallized andesite. — Rózsaszentmárton, Tarcod quarry. + N 28X



1



2



3



4

## XXV. tábla — Plate XXV

1. Átkristályosodási gócok a finomszemcsés alapanyagú andezitben. — Apc, Kopasz-hegy É-i lejtő. + N 28X
2. Hipersztén és augit összenövése a finomszemcsés alapanyagú porfíros andezitben. — Apc, Somlyó, DNy-i kőfejtő. + N 28X
3. Limonitosodott alapanyagú, agyagásványos földpátokat tartalmazó andezit. — Apc, Somlyó, DNy-i kőfejtő. ‖ N 28X
4. Erősen uralitosodott és szericitesedett hipersztén andezit. — Gyöngyösoroszi 3. sz. fúrás 165 m. ‖ N 28X

* * *

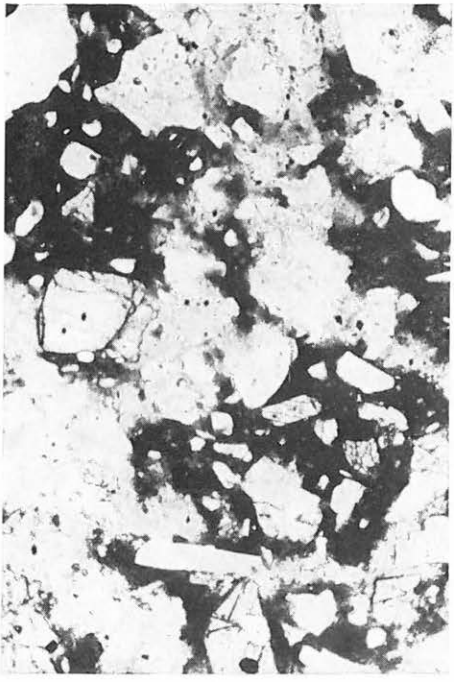
1. Nuclei of recrystallization in an andesite of pilotaxitic groundmass. — Apc, northern slope of the Kopasz-hegy. + N 28X
2. Intergrowth of hypersthene and augite in a porphyric andesite of pilotaxitic groundmass. — Apc, Somlyó, southwestern quarry. + N 28X
3. Andesite of limonitized groundmass with argillized feldspars. — Apc, Somlyó, southwestern quarry. ‖ N 28X
4. Heavily uralitized and sericitized hypersthene andesite. — Borehole Gyöngyösoroszi-3, 165 m. ‖ N 28X



1



2



3



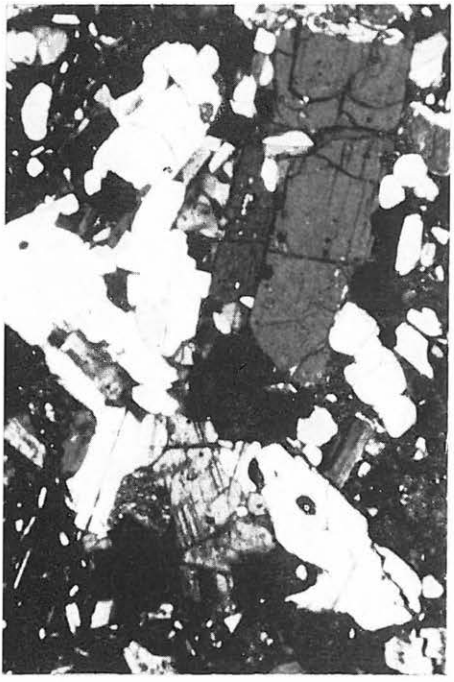
4

## XXVI. tábla — Plate XXVI

1. Hipersztén—plagioklász halmaz üveges alapanyagú piroxénandezitben. — Mátraháza, Sombokor ÉNy-i lejtő. || N 28X
2. Agyagásványosodott piroxénandezit repedezett, bontott hiperszténnel. — Gyöngyöspata, Zám-patak felső szakaszáról. || N 28X
3. Bontott piroxénandezit kloritosodott hipersztén-fenokristályokkal. — Gyöngyöspata, Péterke-hegy D-i lejtője. +N 28X
4. Pigeonitkoszorús hipersztén-fenokristályok a pilotaxitos szövetű andezitben. — Kisnána, Tarnóca-völgy. +N 28X

* * *

1. Hypersthene-plagioclase aggregate in a pyroxene andesite of glassy groundmass. — Mátraháza, northwestern slope of the Sombokor. || N 28X
2. Argillized pyroxene andesite with fractured and altered hypersthene. — Gyöngyöspata, upper reaches of Zám brook. || N 28X
3. Altered pyroxene andesite with chloritized hypersthene phenocrysts. — Gyöngyöspata, southern slope of the Péterke-hegy. +N 28X
4. Pigeonite-rimmed hypersthene phenocrysts in an andesite of pilotaxitic texture. — Kisnána, Tarnóca valley. +N 28X



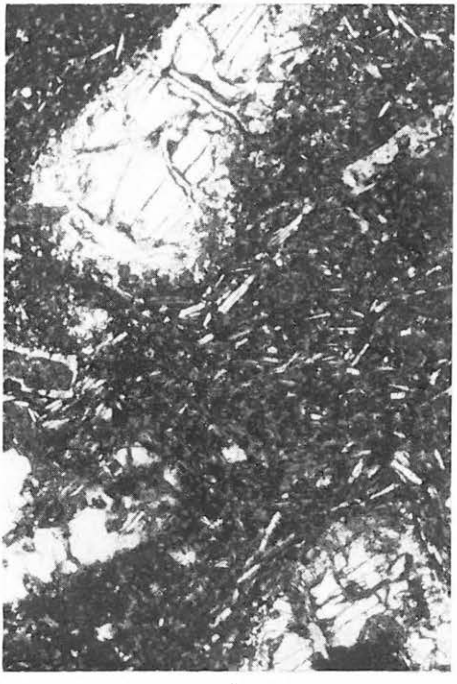
1



2



3



4

## XXVII. tábla — Plate XXVII

1. Részlegesen devitrifikált alapanyagú, fenokristály nélküli andezit. — Mátrakeresztes, Vöröskő-béretől K-re, Tippanos. + N 68X
2. Piroxénmikrolitos és földpátléces, fenokristály nélküli andezit. — Szurdokpüspöki, Püspöki-bérc É-i vége. + N 68X
3. Salakos szerkezetű andezit. — Pásztó, Köves-bérc, Muzsla-tetőtől ÉNy-ra. ‖ N 28X
4. Durvahólyagos—salakos andezitlapilli az agyagásványosodott andezittufából. — Gyöngyöspata, Német-bérc. ‖ N 68X

* * *

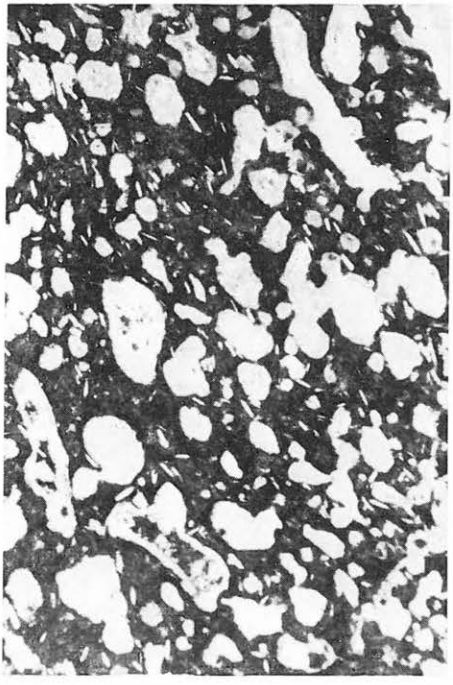
1. Andesite of partly devitrified groundmass without phenocrysts. — Mátrakeresztes, east of the Vöröskő-bérc, Tippanos. + N 68X
2. Andesite with pyroxene microlites and feldspar laths — without phenocrysts. — Szurdokpüspöki, northern tip of Püspöki-bérc range. + N 68X
3. Andesite of scoriaceous structure. — Pásztó, Köves-bérc, northwest of the Muzsla-tető. ‖ N 28X
4. Coarsely vesicular-scoriaceous andesitic lapilli from argillized andesitic tuffs. — Gyöngyöspata, Német-bérc. ‖ N 68X



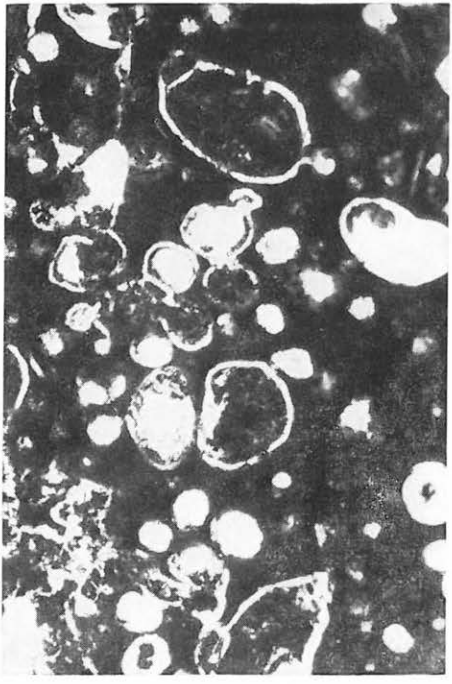
1



2



3



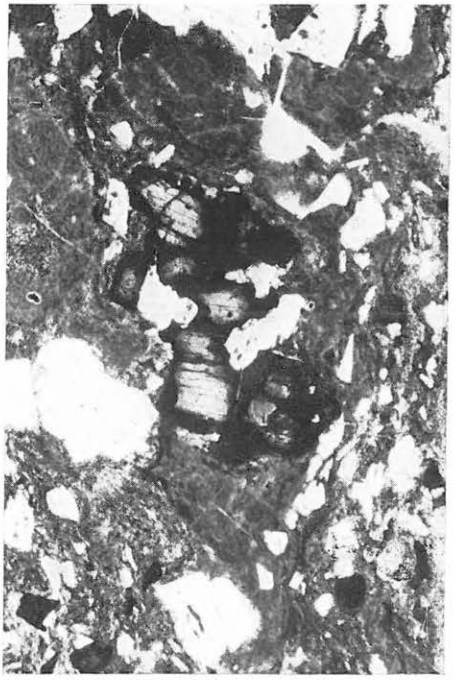
4

## XXVIII. tábla — Plate XXVIII

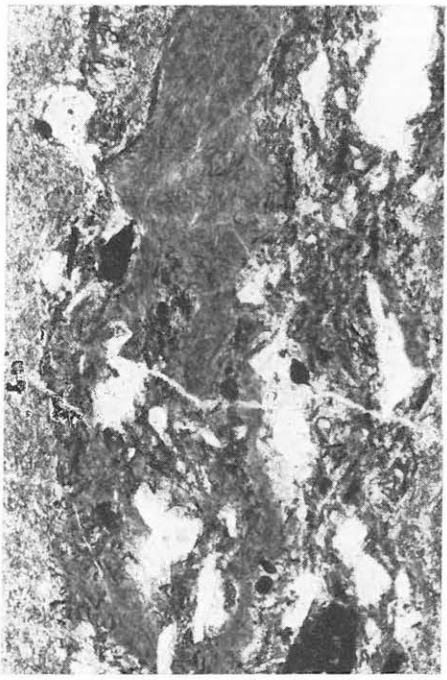
1. Finomsávos szerkezetű, folyásos piroxénandezit. — Pásztó, Köves-bérc Ny-i oldala. || N 68X
2. Folyásos szövetű, üveges alapanyagú piroxénandezit. — Pásztó, Köves-bérc Ny-i oldala. || N 28X
3. Sávos, folyásos szövetű, részben oxidált andezit. — Apc, Kopasz-hegy. || N 28X
4. Folyásos szövetű, bontott andezit, erősen opacitosodott hipersztén kristályokkal. — Apc, Kopasz-hegy. || N 68X

* * *

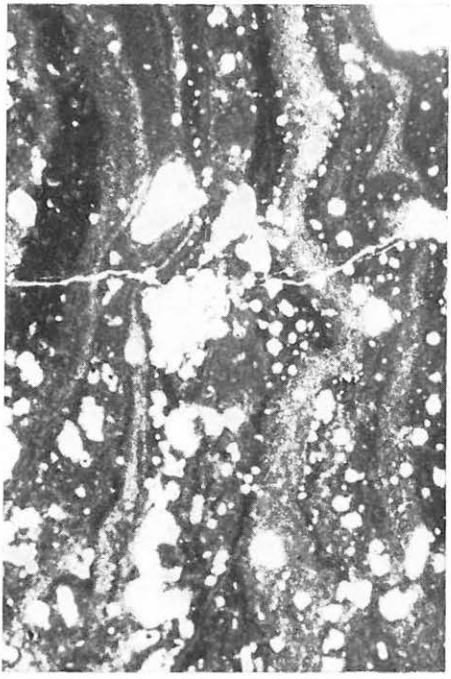
1. Fine-banded pyroxene andesite of fluidal texture. — Pásztó, western side of the Köves-bérc. || N 68X
2. Pyroxene andesite of fluidal texture with glassy groundmass. — Pásztó, western side of the Köves-bérc. || N 28X
3. Andesite of fluidal banding, partly oxidized. — Apc, Mt. Kopasz-hegy. || N 28X
4. Andesite of fluidal texture, altered, with heavily opacitized hypersthene crystals. — Apc, Mt. Kopasz-hegy. || N 68X



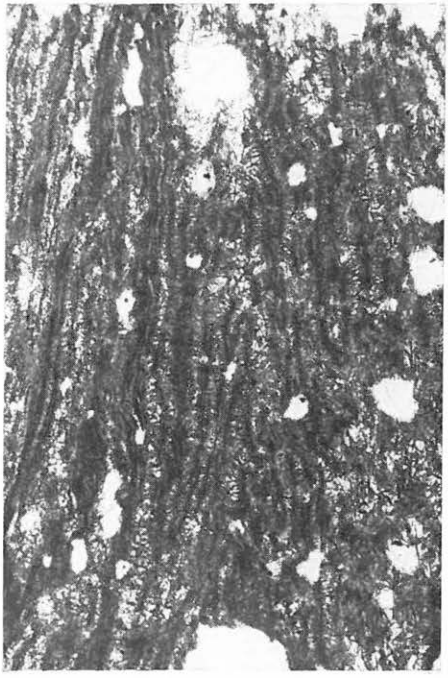
1



2



3



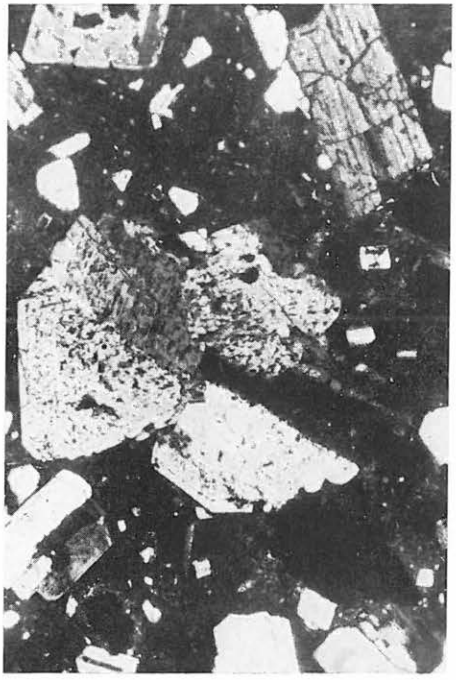
4

## XXIX. tábla — Plate XXIX

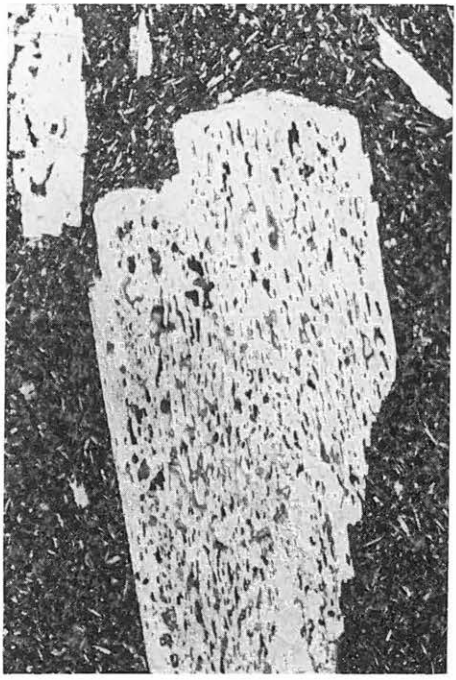
1. Üveges alapanyagú, porfíros piroxénandezit. — Jobbágyi, Széleskőtől Ny-ra futó patakvölgy. + N 28X
2. Pilotaxitos alapanyagú, durvaporfíros andezit. — Jobbágyi, Nagyhársas Ny-i lejtője. ‖ N 28X
3. Korrodált plagioklász-fenokristályok az üveges alapanyagban. — Jobbágyi, Nagyhársas D-i lejtője. + N 28X
4. Porfíros andezit, részben bontott ikerlemezes plagioklász-fenokristályokkal. — Jobbágyi, kőfejtő. + N 28X

* * *

1. Pyroxene andesite of glassy groundmass, porphyric. — Jobbágyi, brook valley running west of the Széleskő. + N 28X
2. Coarse-porphyric andesite of pilotaxitic groundmass. — Jobbágyi, western slope of the Nagyhársas. ‖ N 28X
3. Corroded plagioclase phenocrysts in a glassy groundmass. — Jobbágyi, southern slope of the Nagyhársas. + N 28X
4. Porphyric andesite with partly altered, twinned plagioclase phenocrysts. — Jobbágyi, quarry. + N 28X



1



2



3



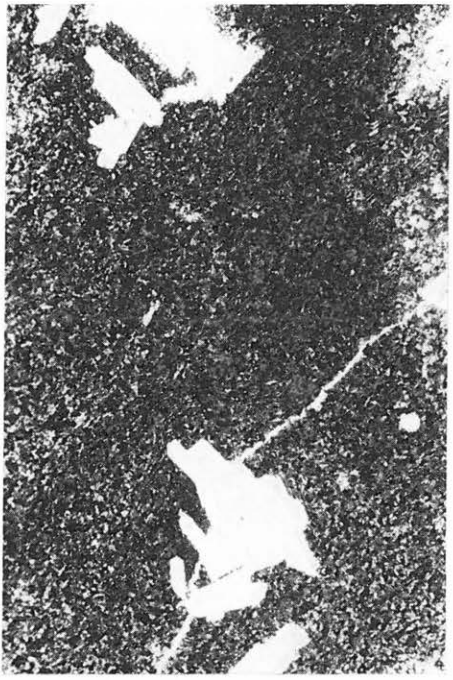
4

## XXX. tábla — Plate XXX

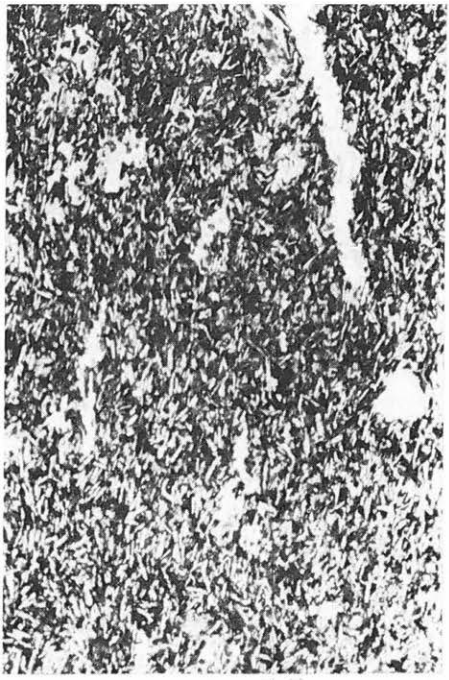
1. Finomszemcsés alapanyagú, amafitos andezit kevés plagioklász-fenokristállyal. — Jobbágyi, Nagyhársas Ny-i lejtője. || N 28X
2. Enyhén kovásodott, finomszemcsés, amafitos andezit. — Gyöngyöspata, Német-bérc. || N 28X
3. Fenokristálymentes amafitos mikroandezit. — Szurdokpüspöki, pincepataki kőfejtő. || N 28X
4. Mikroandezit egy-két kisebb plagioklászkristállyal. — Gyöngyöspata, Német-bérc D-i vége. || N 28X

* * *

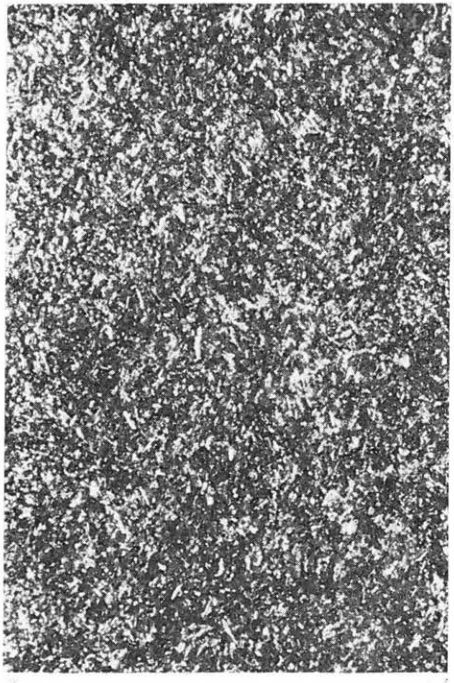
1. Leucoandesite of fine-grained pilotaxitic groundmass with a few plagioclase phenocrysts. — Jobbágyi, western slope of the Nagyhársas. || N 28X
2. Leucoandesite, slightly silicified, fine-grained. — Gyöngyöspata, Német-bérc. || N 28X
3. Phenocryst-free, leucocratic microandesite. — Szurdokpüspöki, Pincepatak quarry. || N 28X
4. Microandesite with one or two minor plagioclase phenocrysts. — Gyöngyöspata, southern tip of Német-bérc range. || N 28X



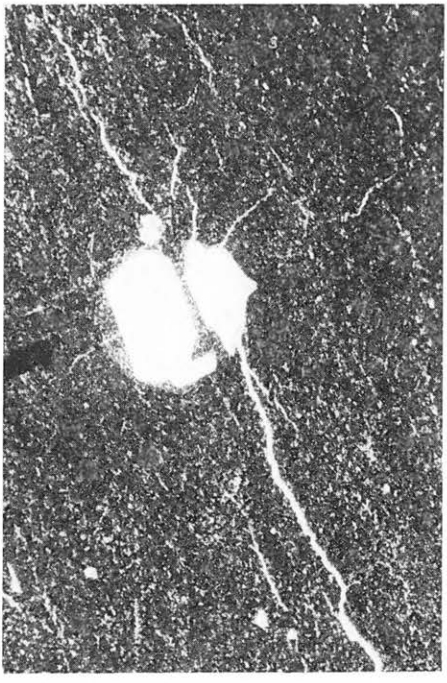
1



2



3



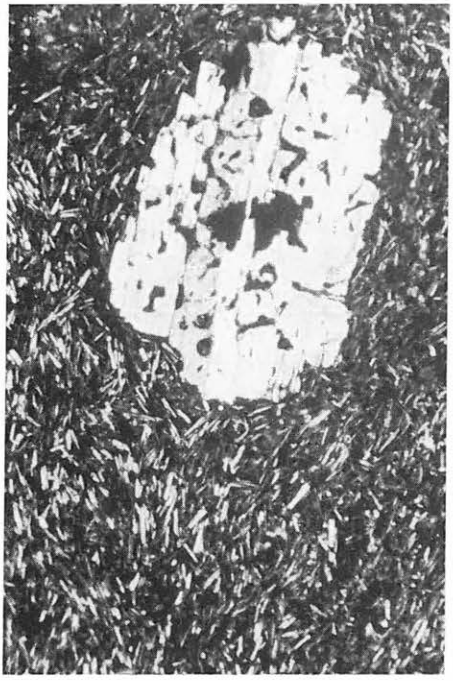
4

## XXXI. tábla — Plate XXXI

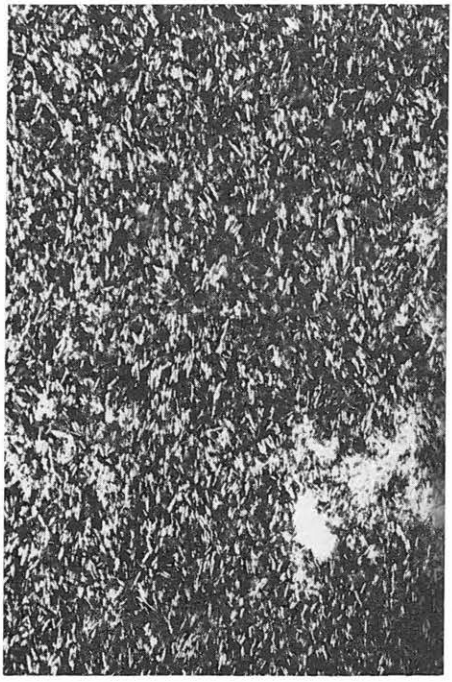
1. Kissé bontott földpátú, pilotaxitos alapanyagú, amafitos andezit. — Pásztó, Ólom-bérc K-i nyerge. + N 28X
2. Amafitos mikroandezit, kisebb kovás, opálos üregekkel. — Gyöngyöspata, Német-bérc. ‖ N 28X
3. Üveges alapanyagú piroxénandezit, kvarchomokszem-zárvánnyal. — Petőfibánya, régi trasztufabánya. + N 28X
4. Erősen agyagásványosodott andezit, éles határú limonitos színeződéssel. — Petőfibányától K-re levő régi kőfejtő. ‖ N 28X

* * *

1. Leucoandesite of pilotaxitic groundmass, with slightly altered feldspar. — Pásztó, eastern saddle of Ólom-bérc range. + N 28X
2. Leucocratic microandesite with minor siliceous-opalized cavities. — Gyöngyöspata, Német-bérc. ‖ N 28X
3. Pyroxene andesite of glassy groundmass with a quartz sand grain included within. — Petőfibánya, old "trass tuff" quarry. + N 28X
4. Heavily argillized andesite with a limonitic stain of sharp boundary. — Old quarry east of Petőfibánya. ‖ N 28X



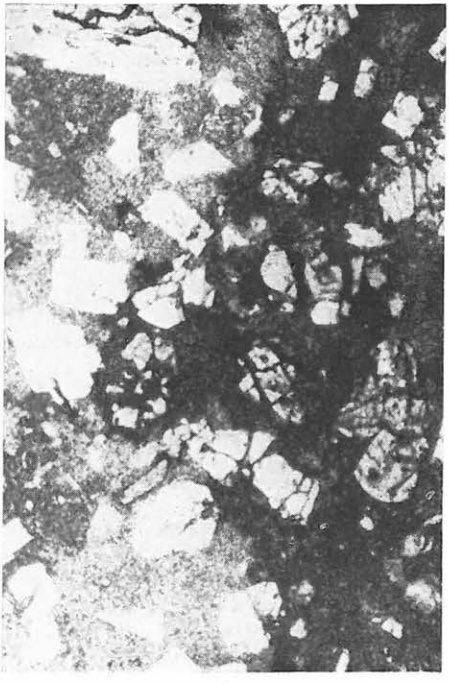
1



2



3



4

## XXXII. tábla — Plate XXXII

1. Átkristályosodott alapanyagú andezit, zónás plagioklász-fenokristállyal. — Jobbágyi, széleskői régi kőfejtő. ‖ N 28X
2. Átkristályosodott alapanyagú andezit szakaszos kiválású kalcitos üregkitöltéssel. — Jobbágyi, széleskői kőfejtő. + N 28X
3. Pilotaxitos alapanyagú porfíros andezit. — Petőfibánya, Vöröskői kőfejtő hányója. + N 28X
4. Fumarolás vaskioldás az üveges alapanyagú piroxénandezitben. — Jobbágyi, kőfejtő. ‖ N 28X

* * *

1. Andesite of recrystallized groundmass with zoned plagioclase phenocrysts. — Jobbágyi, old quarry on the Széleskő. ‖ N 28X
2. Andesite of recrystallized groundmass with calcite cavity-fillings of rhythmical precipitation. — Jobbágyi, quarry on the Széleskő. + N 28X
3. Porphyric andesite of pilotaxitic texture. — Petőfibánya, spoil-heap of Vöröskő quarry. + N 28X
4. Fumarolic leaching of iron from a pyroxene andesite of glassy groundmass. — Jobbágyi, quarry. ‖ N 28X



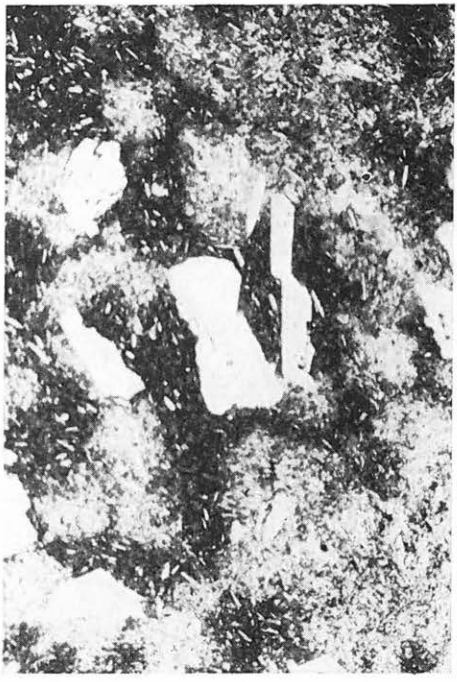
1



2



3



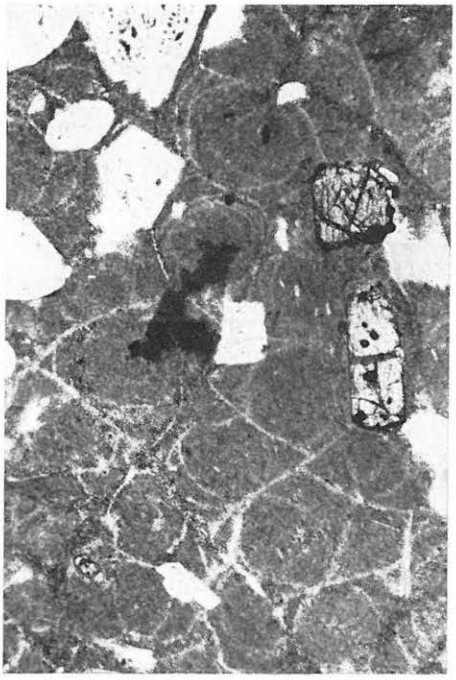
4

## XXXIII. tábla — Plate XXXIII

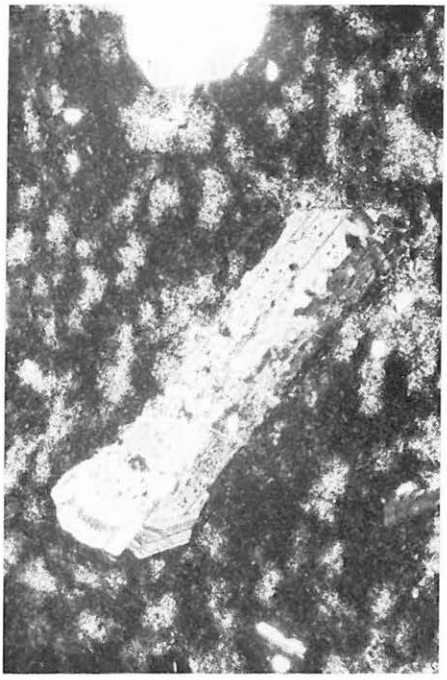
1. Perlites szövetű piroxénandezit, kissé bontott hiperszténkristályokkal. — Apc, Rózsai úti kőfejtő. || N 28X
2. Limonitosan színezett alapanyagú, finomszemcsés andezit kezdődő vaskioldásos foltokkal. — Szurdokpüspöki, pincepataki kőfejtő. + N 28X
3. Limonitgócos, erősen kloritosodott piroxénandezit. — Apc, Kopasz-hegy, alsó kőfejtő. || N 28X
4. Földpátléces alapanyagú, izometrikus fenokristályokat tartalmazó amafitos andezit. — Szurdokpüspöki, Diós-völgy. || N 28X

* * *

1. Pyroxene andesite of perlitic texture with slightly altered hypersthene crystals. — Apc, quarry in Rózsai street. || N 28X
2. Fine-grained andesite of limonite-stained groundmass with patches showing an initial phase of iron leaching. — Szurdokpüspöki, Pincepatak quarry. + N 28X
3. Pyroxene andesite heavily chloritized with limonite aggregates. — Apc, Kopasz-hegy, lower quarry. || N 28X
4. Leucoandesite of feldspar-lathed groundmass carrying isometric phenocrysts. — Szurdokpüspöki, Diós-völgy. || N 28X



1



2



3



4

## XXXIV. tábla — Plate XXXIV

1. Holokristályos, karbonátos, amafitos andezit, másodlagos átkristályosodással. — Rózsaszentmárton, Tarcod-pincesori kőfejtő. + N 28X
2. Piroxénhalmaz holokristályos alapú andezitben. — Rózsaszentmárton, Tarcod-pincesori kőfejtő. + N 28X
3. Üvegzárvány-koszorús plagioklászkristály részben átkristályosodott alapanyagú andezitben. — Rózsaszentmárton, Tarcod-lejtő. + N 28X
4. Zónás szerkezetű plagioklász-fenokristályok finomszemcsés alapanyagban. — Apc, Kopasz-hegy, nagy kőfejtő. + N 28X

* * *

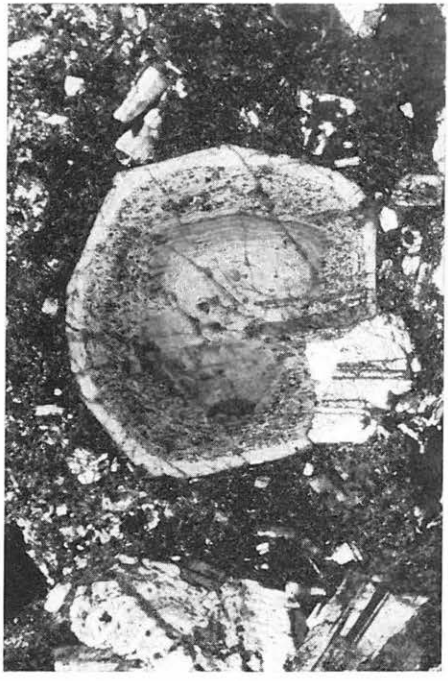
1. Leucoandesite, holocrystalline, with carbonate and secondary recrystallization. — Rózsaszentmárton, quarry at Tarcod-Pincesor. + N 28X
2. Pyroxene aggreagate in an andesite of holocrystalline groundmass. — Rózsaszentmárton, quarry at Tarcod-Pincesor. + N 28X
3. Glass-inclusions showing zonal arrangement in plagioclase crystal. — Rózsaszentmárton, Tarcod-lejtő. + N 28X
4. Plagioclase phenocrysts of zonary structure in a fine-grained groundmass. — Apc, Kopasz-hegy, large quarry. + N 28X



1



2



3



4

**XXXV. tábla — Plate XXXV**

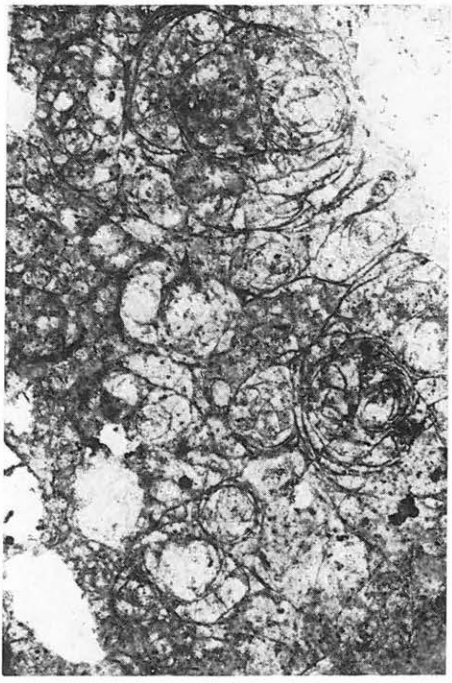
1. Perlites reliktumok a hidrotermásan átalakított kálitrachitban. — Gyöngyöspata, Aranyos-bérc D-i vége. || N 28X
2. Perlites szerkezet az agyagásványosodott, majd kovásodott kálitrachitban. — Gyöngyöspata, Aranyos-bérc. || N 28X
3. Üveges alapanyagú és kissé színezett, perlites kálitrachit. — Gyöngyöspata, Korlát-bérc. || N 28X
4. Kovás és átkristályosodott, erősen hólyagos kálitrachit. — Gyöngyöspata, Aranyos-bérc. || N 28X

* * *

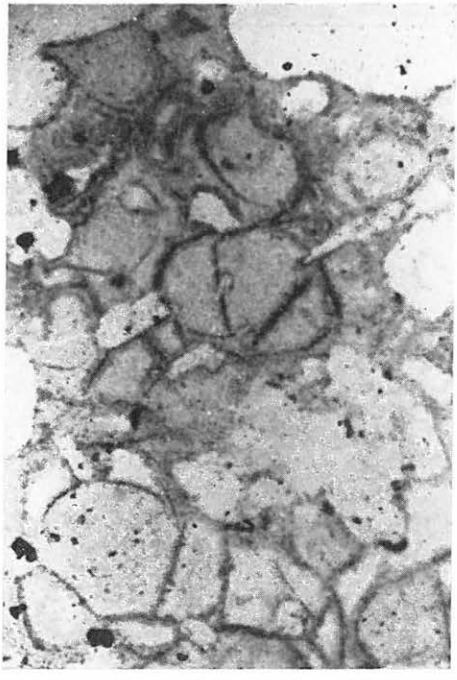
1. Perlitic relics in a hydrothermally altered K-trachyte. — Gyöngyöspata, southern tip of the Aranyos-bérc. || N 28X
2. Perlitic structure in a K-trachyte, first argillized, then silicified. — Gyöngyöspata, Aranyos-bérc. || N 28X
3. Perlitic K-trachyte of glassy groundmass and slightly stained. — Gyöngyöspata, Korlát-bérc. || N 28X
4. K-trachyte, siliceous and recrystallized and heavily vesicular. — Gyöngyöspata, Aranyos-bérc. || N 28X



1



2



3



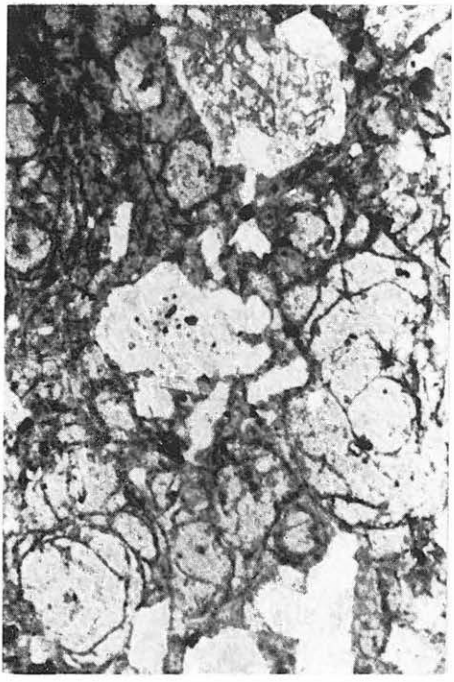
4

## XXXVI. tábla — Plate XXXVI

1. Bontott és másodlagosan kovásodott, perlites szövetű kálitrachit. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy. || N 28X
2. Erősen töredezett, majd kovásodott perlites kálitrachit. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy, Gyt. 3. sz. fúrás 54,0 m. || N 28X
3. Üveges alapanyagú, hidrotermásan átalakított, perlites kálitrachit. — Mátrakeresztes, Bánya-bérc, műút bevágása. || N 28X
4. Kovásodott agyagásvány a bontott kálitrachitból. — Gyöngyöspata, Korlát-domb. + N 28X

* * *

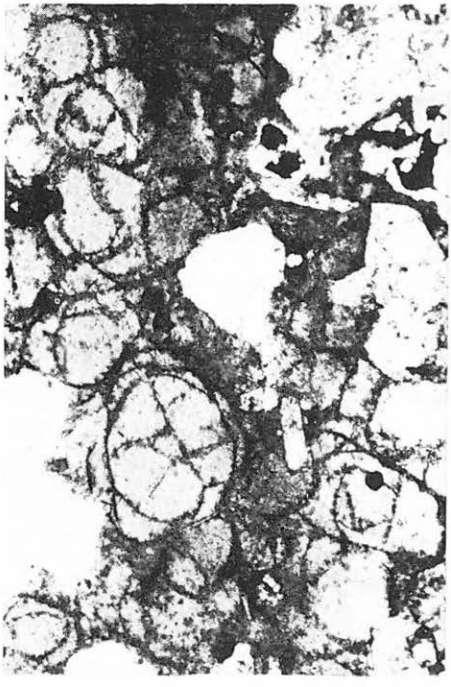
1. K-trachyte of perlitic texture altered and secondarily silicified. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy. || N 28X
2. K-trachyte, perlitic, first heavily fractured, then silicified. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy, borehole Gyt.-3, 54.0 m. || N 28X
3. Hydrothermally altered K-trachyte, with glassy groundmass showing perlitic cracks. — Mátrakeresztes, Bánya-bérc, road-cut. || N 28X
4. Silicified clay mineral from an altered K-trachyte. — Gyöngyöspata, Korlát-domb. + N 28X



1



2



3



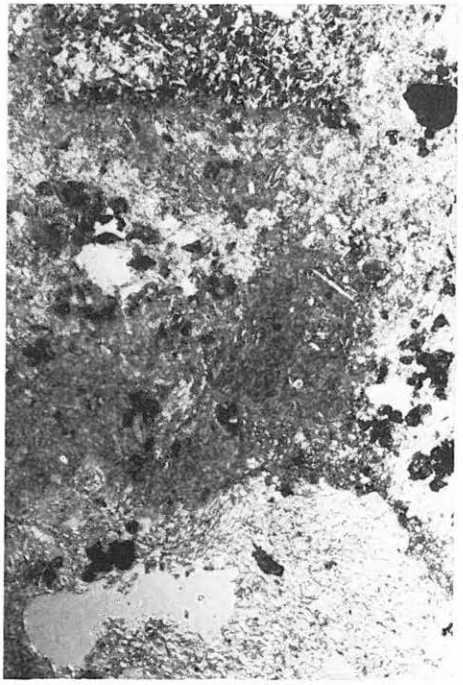
4

## XXXVII. tábla — Plate XXXVII

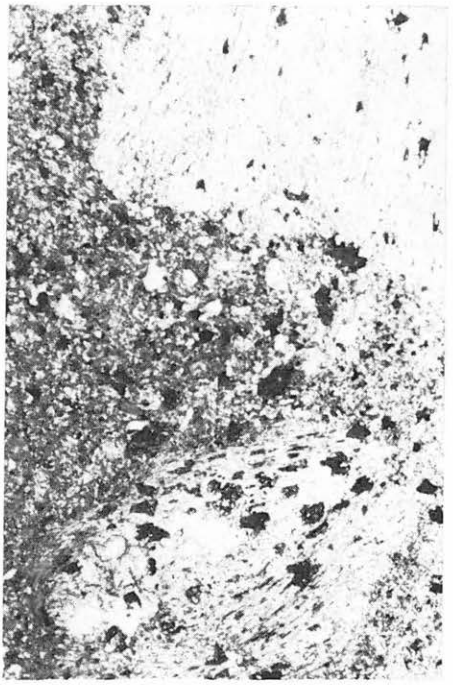
1. Horzsakő- és andezitlapilliket tartalmazó bontott vitroklasztos tufa. — Petőfibánya, régi trasztufabánya. || N 28X
2. Durva horzsakő-beágyazásokat tartalmazó vitroklasztos tufa. — Petőfibánya 2. sz. fúrás 190,0 m. || N 28X
3. Üvegszilánkos és karbonátos kötőanyagú riolittufa. — Szurdokpüspöki, kovaföld-összletbe települve. || N 28X
4. Finomszemcsés, részben agyagásványosodott dácittufa. — Jobbágyi, Nagyhársas Ny-i lejtője. || N 28X

* * *

1. Altered vitroclastic tuff with pumice and andesitic lapilli. — Petőfibánya, old vitric tuff mine. || N 28X
2. Vitroclastic tuff with coarse-grained pumice. — Borehole Petőfibánya-2. 190.0 m. || N 28X
3. Rhyolitic tuff with glass shards and carbonate in the matrix. — Szurdokpüspöki, diatomite sequence. || N 28X
4. Fine-grained, partly argillized dacitic tuff. — Jobbágyi, western slope of the Nagyhársas. || N 28X



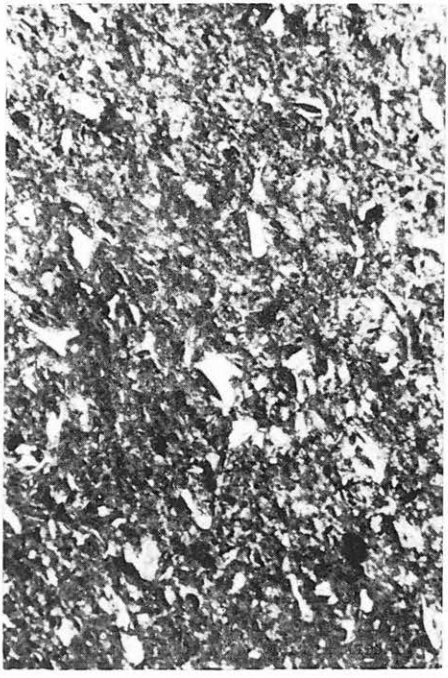
1



2



3



4

## XXXVIII. tábla — Plate XXXVIII

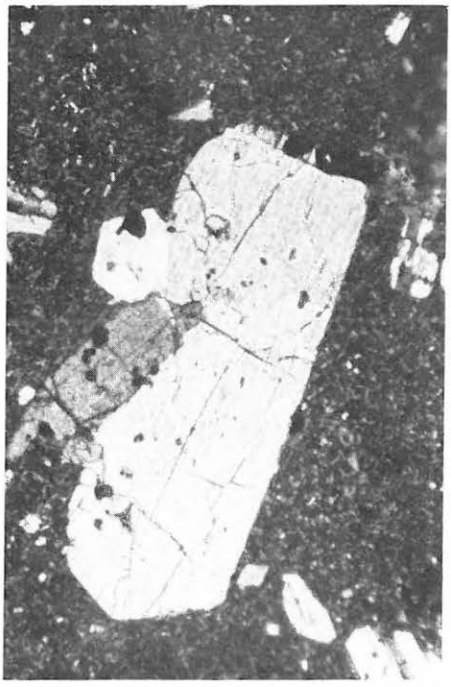
1. Finomszemcsés alapanyagú andezit, ikerlemezes plagioklász-fenokristályokkal. — Recsk, Cseresznyés-tető É-i oldala. +N 28X
2. Finomszemcsés alapanyagú andezit, hipersztén-fenokristály összenövéssel. — Recsk, Nagyzúgó É-i oldala. +N 28X
3. Üveges alapanyagú andezit, ikerlemezes plagioklász-fenokristályokkal. — Galya-tető, Mogyorós-orom K-i oldala. +N 28X
4. Ikerlemezes plagioklász és hiperszténkristály összenövése. — Galya-tető É-i oldala. +N 28X

* * *

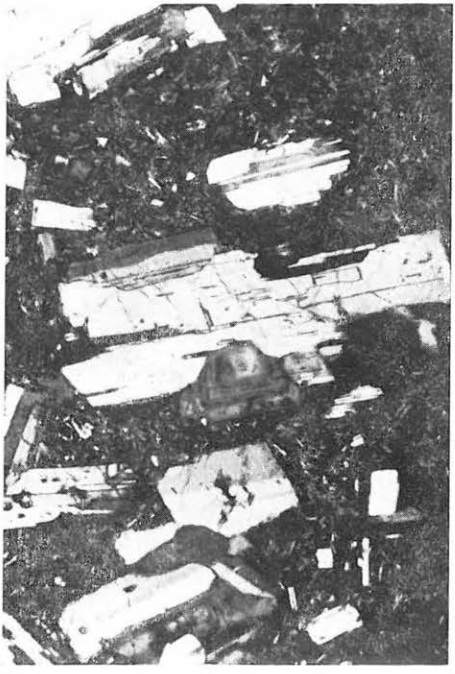
1. Andesite of fine-grained pilotaxitic groundmass with twinned plagioclase phenocrysts. — Recsk, northern slope of the Cseresznyés-tető. +N 28X
2. Andesite of fine-grained pilotaxitic groundmass with intergrowth of hypersthene phenocrysts. — Recsk, northern slope of the Nagyzúgó. +N 28X
3. Andesite of glassy groundmass with twinned plagioclase phenocrysts. — Galya-tető, eastern side of the Mogyorós-orom. +N 28X
4. Intergrowth of twinned plagioclase and hypersthene crystals. — Northern side of the Galya-tető. +N 28X



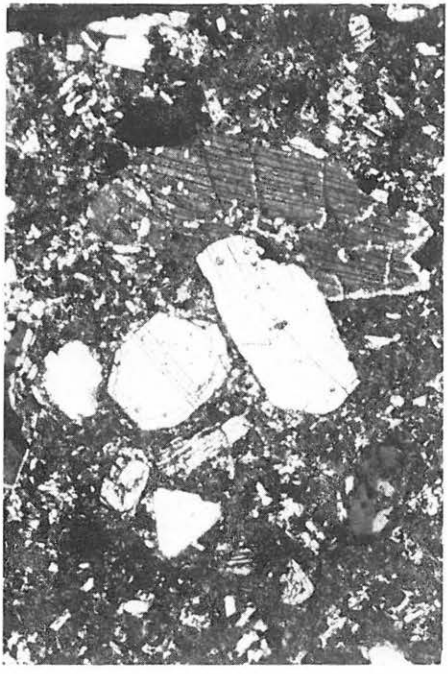
1



2



3



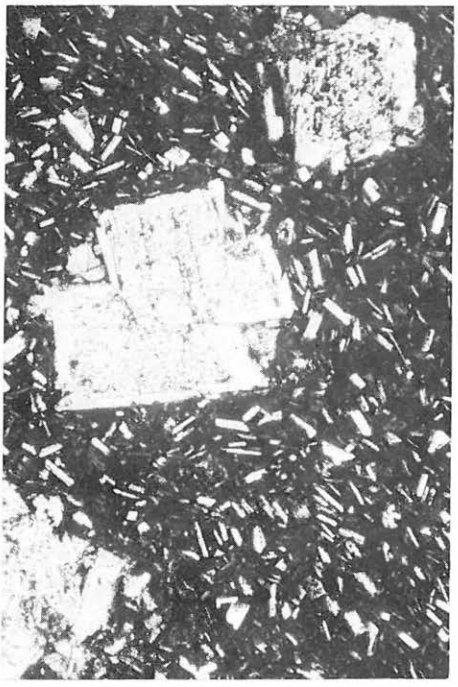
4

## XXXIX. tábla — Plate XXXIX

1. Mikroporfíros szövetű telérandezit. — Parádóhuta, Disznókő É-i oldala, útbevágás. || N 28X
2. Porfíros szövetű telérandezit, izometrikus plagioklász-fenokristályokkal. — Parádóhuta, Disznókő. || N 28X
3. Diabázzárvány karbonátosan bontott telérandezitben. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
4. Karbonátos alapanyagú, földpátléces telérandezit. — Parád, Várhegy É-i oldala. +N 28X

* * *

1. Andesitic dike of microporphyric texture. — Parádóhuta, northern side of the Disznókő, road-cut. || N 28X
2. Andesitic dike of porphyric texture with isometric plagioclase phenocrysts. — Parádóhuta, Disznókő. || N 28X
3. Diabase xenolith in an andesitic dike affected by carbonate metasomatism. — Parádfürdő, Ördöggátak. || N 28X
4. Andesitic dike with carbonate in the groundmass. — Parád, northern side of the Várhegy. +N 28X



1



2



3



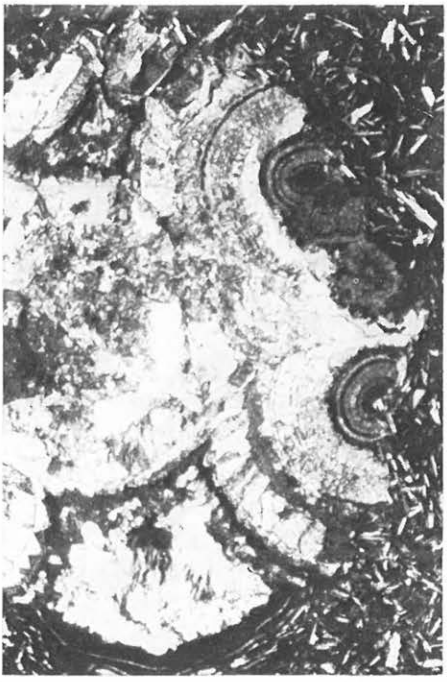
4

## XL. tábla — Plate XL

1. Karbonátos és kalcedonos mandulakő-kitöltés az andezittelér szegélyéről. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
2. Az előbbihez hasonló kalcedonos mandulakő-kitöltés kloritos szegéllyel és nagy porfíros földpáttal. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
3. Mandulaüreg kalcedonos kitöltéssel, karbonátos—kloritos szegéllyel. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
4. Teljes mandulaüreg kloritos—limonitos szegéllyel, kalcedonnal és szakaszosan kivált kalcittal. — Parádsasvár, Tariska-nagytelér szegélye. || N 28X

* * *

1. Carbonate- and chalcedony-filled amygdule from the margin of an andesitic dike. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
2. Chalcedony-filled amygdule similar to the former, with a chloritic rim and a large porphyric feldspar crystal. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
3. Amygdule filled with chalcedony and rimmed by carbonate and chlorite. — Parádsasvár, Tariska. || N 28X
4. An amygdule rimmed by chlorite and limonite filled with chalcedony and rhythmically precipitated calcite. — Parádsasvár, margin of the big Tariska dike. || N 28X



1



2



3



4

## XLI. tábla — Plate XLI

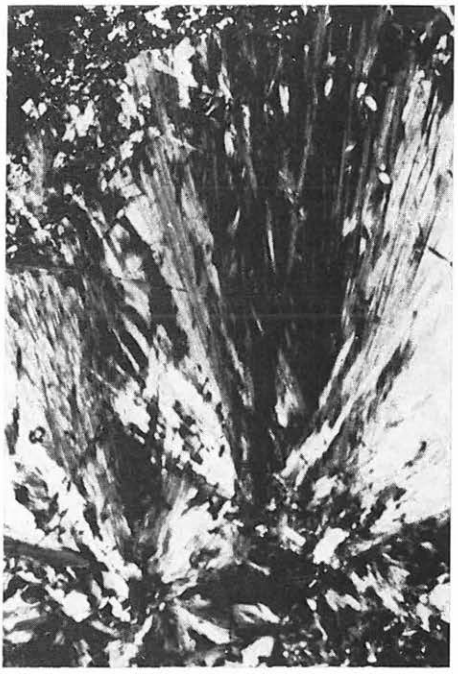
1. Finomszálas szerkezetű scolecit érkitöltés a piroxénandezitben. — Parádfürdő, Oroszlánvár É-i oldala. + N 28X
2. Sugaras nátrolit kitöltésű ér a piroxénandezitben. — Parádfürdő, Borostyános-bérc. + N 28X
3. Részben kovásodott, agyagásványos érkitöltés. — Szurdokpüspöki, Pince-pataki kőfejtő feletti hegyoldal. ‖ N 28X
4. Ua. — Szurdokpüspöki, Pince-pataki kőfejtő feletti hegyoldal. + N 28X

* * *

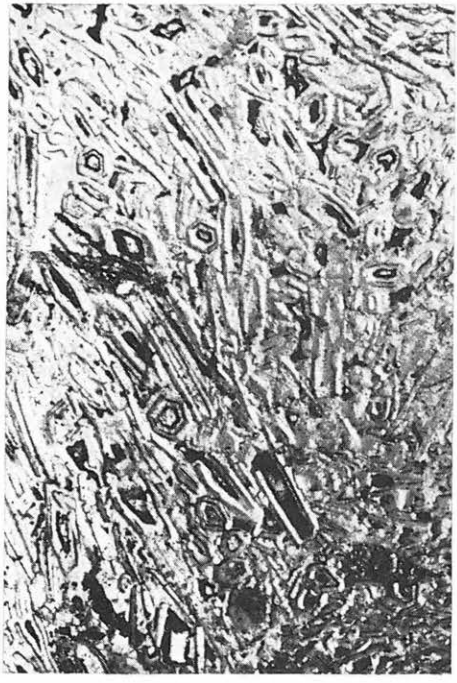
1. Fissure filled with fibrous scolecite in pyroxene andesite. — Parádfürdő, northern side of the Oroszlánvár. + N 28X
2. Fissure filled with radial natrolite in pyroxene andesite. — Parádfürdő, Borostyános-bérc. + N 28X
3. Fissure-filling partly silicified and argillized. — Szurdokpüspöki, slope above Pince-pataki quarry. ‖ N 28X
4. Idem. — Szurdokpüspöki, slope above Pince-pataki quarry. + N 28X



1



2



3



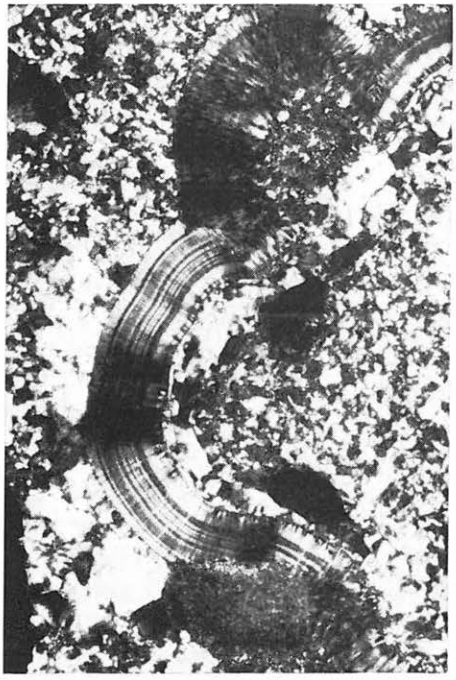
4

## XLII. tábla — Plate XLII

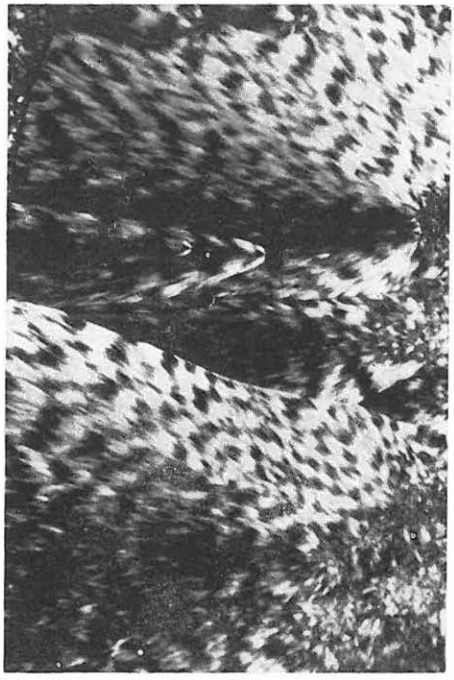
1. Ritmikus kalcedonkiválás elkovásodott andezitben. — Gyöngyössolymos, Monostor-patak, Tűzköves. + N 28X
2. Kévés és ritmikus kalcedonkiválás andezitüregben. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy. + N 28X
3. Habos szerkezetű gejzirit, üregeiben limonitos gócokkal. — Apc, Somlyó DNy-i kőfejtő törmelékében. ‖ N 28X
4. Habos szerkezetű gejzirit, limonitosan bekérgezett növényi szárakkal. — Apc, Somlyó ÉK-i lejtő, törmelékben. ‖ N 28X

* * *

1. Rhythmical precipitation of chalcedony in silicified andesite. — Gyöngyössolymos, Monostor brook, Tűzköves. + N 28X
2. Rhythmical precipitation of radial chalcedony in a cavity in andesite. — Gyöngyöstarján, Hársas-hegy. + N 28X
3. Geyserite of foamy structure with limonite aggregates in its cavities. — Apc, rubble of Somlyó-SW quarry. ‖ N 28X
4. Geyserite of foamy structure with plant stems incrusted by limonite. — Apc, Somlyó-NE quarry, rubble. ‖ N 28X



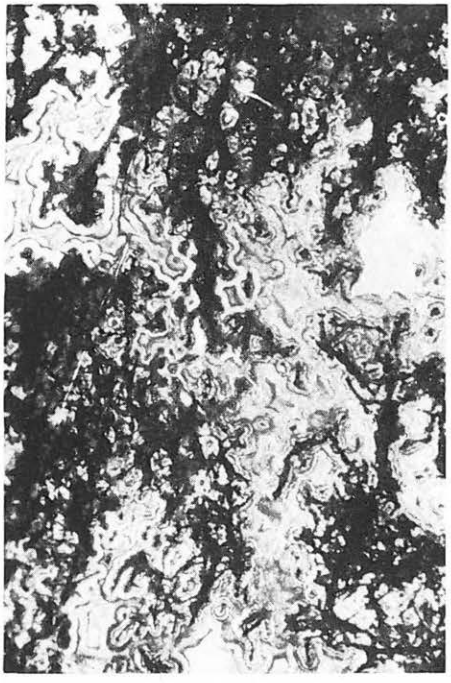
1



2



3



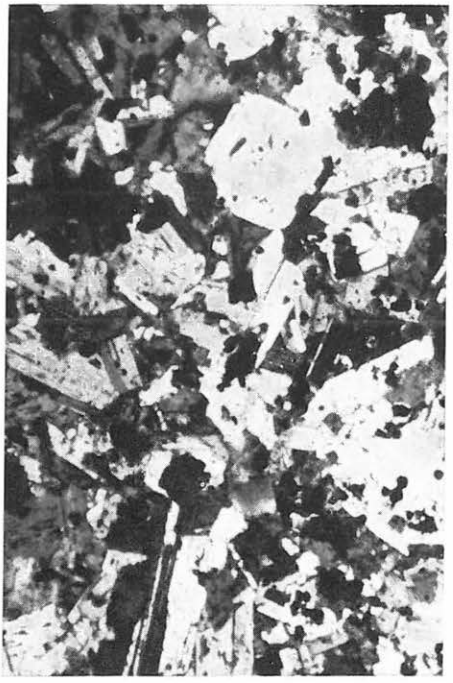
4

## XLIII. tábla — Plate XLIII

1. Holokristályos dioritszerű zárvány karbonátos piroxénandezitben. — Recsk, csákánykői kőfejtő. + N 28X
2. Eltérő szerkezetű mélységi zárvány karbonátos piroxénandezitben. — Recsk, csákánykői kőfejtő. + N 28X
3. Mikroszemcsés piroxénhalmaz zárványként, karbonátos piroxénandezitben. — Recsk, csákánykői kőfejtő. + N 28X
4. Mikrodiorit-szerű differenciátum a karbonátos piroxénandezitben. — Recsk, csákánykői kőfejtő. + N 28X

* * *

1. Holocrystalline, diorite-like "cognate inclusion" in carbonate-pyroxene andesite. — Recsk, Csákánykő quarry. + N 28X
2. "Cognate inclusion" showing a structure different from the carbonate-pyroxene andesitic host rock. — Recsk, Csákánykő quarry. + N 28X
3. Microgranular pyroxene aggregate as "cognate inclusion" in carbonate-pyroxene andesite. — Recsk, Csákánykő quarry. + N 28X
4. Microdiorite-like "cognate inclusion" in carbonate-pyroxene andesite. — Recsk, Csákánykő quarry. + N 28X



1



2



3



4

**XLIV. tábla — Plate XLIV**

1. Kissé elszíneződött szferolitgömbök riolitban, a földpátkristály a szferolitosodás másodlagosságát szemlélteti. — Lőrinci, mulató-hegyi kőfejtő. || N 28X
2. Limonitos krisztallitok üveges alapanyagban, plagioklásszal és hiperszténnel. — Lőrinci, mulató-hegyi kőfejtő. || N 28X
3. Részlegesen átkristályosodott szferolitok riolitban. — Lőrinci, mulató-hegyi kőfejtő. || N 28X
4. Mikrolitos alapanyagú, kezdődő perlitesedést mutató riolit. — Lőrinci, mulató-hegyi elhagyott kőfejtő. || N 28X

* * *

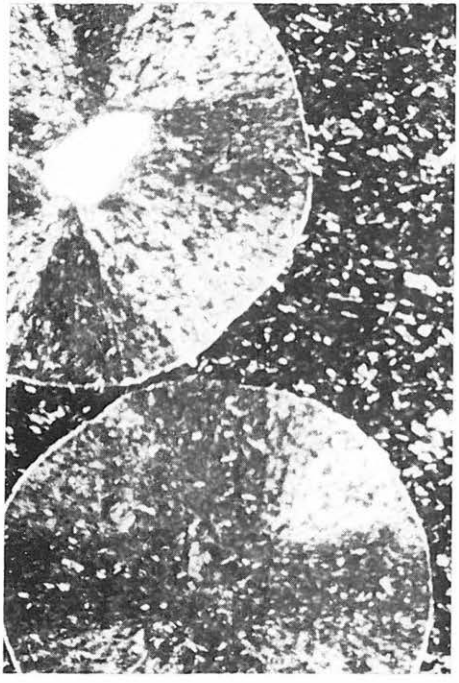
1. Slightly stained spherulites in rhyolite, the feldspar crystal illustrates that sperulites have been formed secondarily. — Lőrinci, quarry on the Mulató-hegy. || N 28X
2. Limonite crystallites in a glassy groundmass with plagioclase and hypersthene phenocrysts. — Lőrinci, quarry on the Mulató-hegy. || N 28X
3. Partly recrystallized spherulites in rhyolite. — Lőrinci, quarry on the Mulató-hegy. || N 28X
4. Rhyolite containing microlites in the groundmass, showing the initial phase of perlitization. — Lőrinci, abandoned quarry on the Mulató-hegy. || N 28X



1



2



3



4

**XLV. tábla — Plate XLV**

1. Szferolitos szövetű és limonitfészkes riolit, vékony biotitlemezzel. — Gyöngyössolymos 2. sz. fúrás 22,0 m. || N 28X
2. Limonitfészkes és opacitosodott biotitos riolit. — Gyöngyössolymos, Kishegy. || N 28X
3. Gyűrt szerkezetre emlékeztető sávozottság riolit-hablávában. (Az olvadék inhomogenitását bizonyítja.) — Gyöngyössolymos, Kishegy D-i lejtője. || N 28X
4. Üveges—horzsaköves riolit-habláva. — Gyöngyössolymos, Kishegy tetejéről. || N 28X

* * *

1. Rhyolite of spherulitic texture with limonite patches and lath-shaped biotite crystal. — Borehole Gyöngyössolymos-2, 22.0 m. || N 28X
2. Rhyolite, opacitized, with limonite patches. — Gyöngyössolymos, Kishegy. || N 28X
3. Streaky lamination resembling to microfolding in rhyolitic foam-lava a testimony to the inhomogeneity of the melt. — Gyöngyössolymos, southern slope of the Kishegy. || N 28X
4. Glassy-pumiceous rhyolitic foam-lava. — Gyöngyössolymos, the top of the Kishegy. || N 28X



1



2



3



4

## XLVI. tábla — Plate XLVI

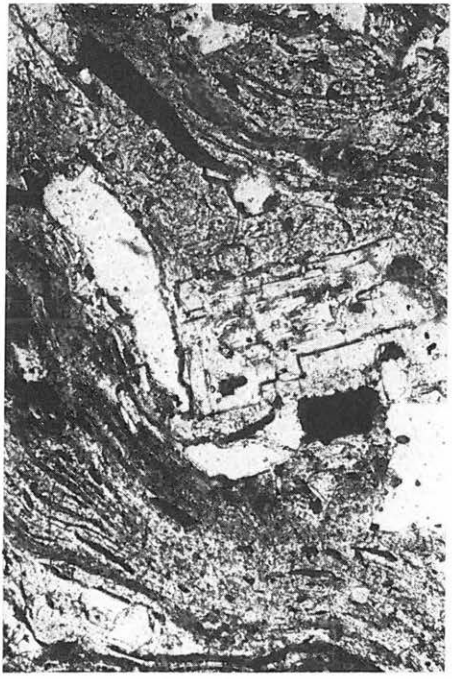
1. Töredezett, horzsakő szerkezetű riolit-habláva opacitosodott biotitlemezekkel. — Gyöngyössolymos, Kishegy teteje. || N 28X
2. Hajlott—gyűrt horzsakő szerkezetű riolit-habláva, bontott plagioklász-fenokristályval. — Gyöngyössolymos, Kishegy teteje. || N 28X
3. Horzsakő-beágyazások kissé töredezett szerkezetű riolit-hablávában. — Gyöngyössolymos, Kis-hegy teteje. || N 28X
4. Finomszálas horzsakő-beágyazás üveges riolit-hablávában. — Gyöngyössolymos, Kishegy D-i lejtője. || N 28X

* * *

1. Fractured, rhyolitic foam-lava with opacitized biotite flake. — Gyöngyössolymos, the top of the Kishegy. || N 28X
2. Flexed-folded rhyolitic foam-lava with an altered plagioclase phenocryst. — Gyöngyössolymos, the top of the Kishegy. || N 28X
3. Pumice in a slightly fractured rhyolitic foam-lava. — Gyöngyössolymos, the top of the Kishegy. || N 28X
4. Pumice of fibrous appearance in a glassy rhyolitic foam-lava. — Gyöngyössolymos, southern slope of the Kishegy. || N 28X



1



2



3



4

## XLVII. tábla — Plate XLVII

1. Limonitos, szferolitos gócokat tartalmazó riolit. — Gyöngyössolymos, Kishegy DNy-i lávaárja. || N 28X
2. Limonitos szegélyű, kévés belső szerkezetű szferolitos riolit. — Gyöngyössolymos, Kishegy DNy-i vége. || N 28X
3. Foltosan színezett, szferolitgócos riolit. — Gyöngyössolymos, Kishegy teteje. || N 28X
4. Limonitfoltos és szferolitos riolit, helyenként dendrites rajzolatokkal. — Gyöngyössolymos, Kishegy, D-i kis kőfejtő. || N 28X

* * *

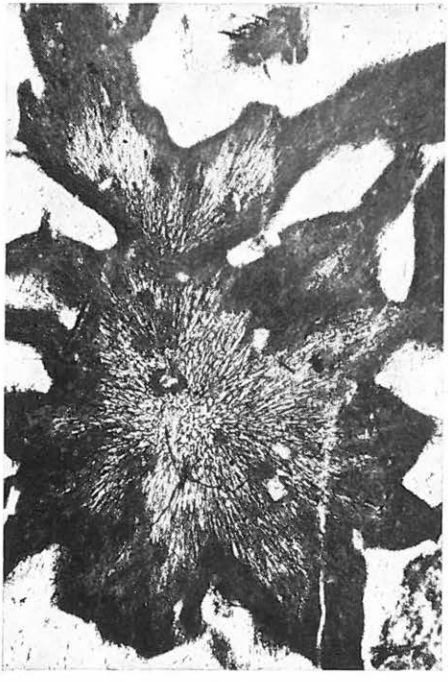
1. Rhyolite with limonitic spherulites. — Gyöngyössolymos, southwestern lava flow of the Kishegy. || N 28X
2. Rhyolite with limonite-rimmed spherulites of "sheaf-like" structure. — Gyöngyössolymos, southwestern tip of the Kishegy. || N 28X
3. Stain-mottled rhyolite with spherulites. — Gyöngyössolymos, the top of the Kishegy. || N 28X
4. Rhyolite, limonite-mottled and spherulitic, locally with dendritic patterns. — Gyöngyössolymos, small quarry in the south part of the Kishegy. || N 28X



1



2



3

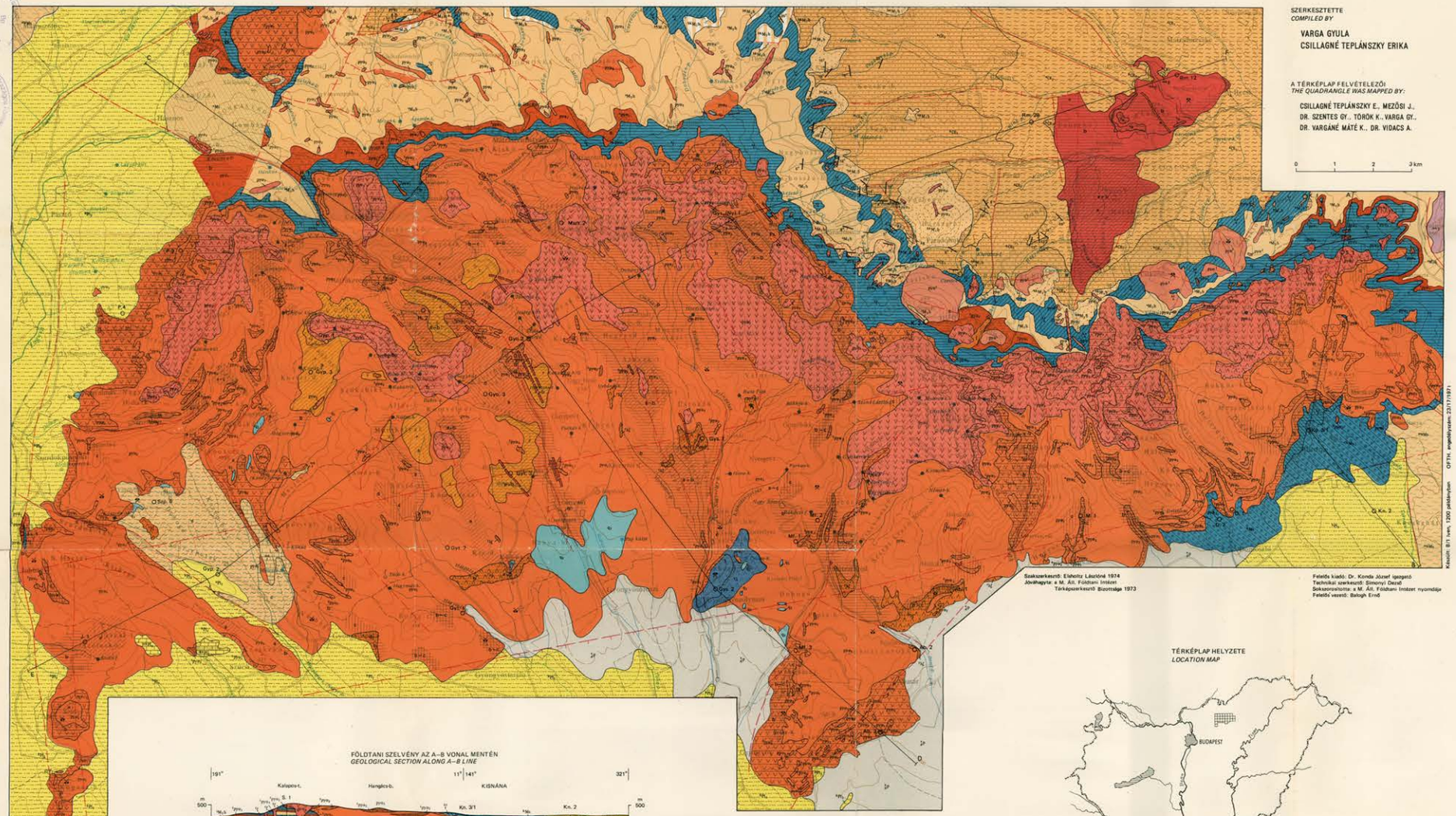


4

207/11

# A MÁTRA HEGYSÉG FÖLDTANI TÉRKÉPE

# GEOLOGICAL MAP OF THE MÁTRA MOUNTAINS




SZERKESZTETTE
*COMPILED BY*

VARGA GYULA
CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY ERIKA

A TÉRKÉPLAP FELVÉTELEZŐI
*THE QUADRANGLE WAS MAPPED BY:*

CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., MEZŐSI J.,
DR. SZENTES GY., TÖRÖK K., VARGA GY.,
DR. VARGÁNÉ MÁTÉ K., DR. VIDACS A.


0 1 2 3 km


Szakszerkesztő: Elaholtz Lászlóné 1974
Jóváhagyta: a M. Áll. Földtani Intézet
Térképszerkesztő Bizottsága 1973

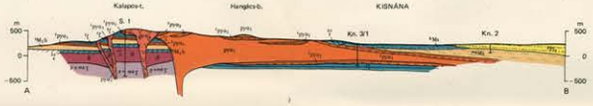
Felelős kiadó: Dr. Kondá József igazgató
Technikai szerkesztő: Simonyi Dezső
Sokszorosította: a M. Áll. Földtani Intézet nyomdája
Felelős vezető: Batogh Ernő

OFTH, engedélyszám: 23717/1971
Készült: 851 ívre, 1300 példányban

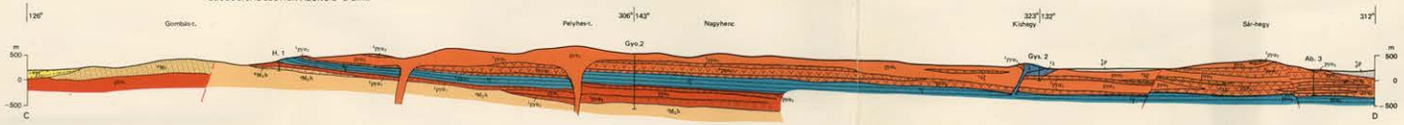

## TÉRKÉPLAP HELYZETE
*LOCATION MAP*



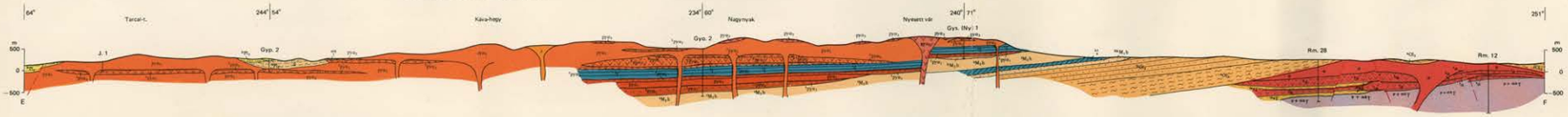

## FÖLDTANI SZELVÉNY AZ A–B VONAL MENTÉN
*GEOLOGICAL SECTION ALONG A–B LINE*




## FÖLDTANI SZELVÉNY A C–D VONAL MENTÉN
*GEOLOGICAL SECTION ALONG C–D LINE*




## FÖLDTANI SZELVÉNY AZ E–F VONAL MENTÉN
*GEOLOGICAL SECTION ALONG E–F LINE*




PLEISZTOCÉN

- Lejtőtörmelék, áradmány *Qr* — *Scree, alluvium*
- Agyag, tarkaagyag *+Pl* — *Clay, varicoloured clay*
- Homok, agyag, lignit *+Pl* — *Sand, clay, lignite*
- Édesvízi mészkő, meszes agyag *+Pl* — *Freshwater limestone, calcareous clay*

PLIOCÉN

- Pannónia

- Kavicsos, áthalmozott „felső riolittufa" *+M₄r* — *Redeposited Upper Rhyolite Tuff with gravel*
- „Felső riolittufa" *TM₄r* — *Upper Rhyolite Tuff*
- Kavicsos márga (tengeri összlet) *+M₄m* — *Gravelly marl (marine sequence)*
- Áthalmozott piroklasztikum (szárazföldi összlet) *+M₄t* — *Redeposited pyroclastics (terrestrial sequence)*
- Lajtamészkő *+M₄l* — *Lajta Limestone*
- Diatomás összlet *+M₄d* — *Diatomaceous sequence*
- Riolit, riodácit *+M₄r* — *Rhyolite, rhyodacite*
- Riolittufa *+M₄r* — *Rhyolite tuff*

Szarmata

- Karbonátos piroxénandezit *pyx+M₄k* — *Carbonate pyroxene andesite*
- Felső piroxénandezit (fedősorozat) *pyx₂M₄k* — *Upper pyroxene andesite (overlying formation)*
- Piroxénandezit lávaagglomerátum (fedősorozat) *+pyx₂M₄k* — *Pyroxene andesite lava agglomerate (overlying formation)*
- Piroxénandezit tufa, agglomerátum (fedősorozat) *pyx₂M₄k* — *Pyroxene andesite tuff and agglomerate (overlying formation)*
- Limnokvarcit, opál, opálbreccsa, gejzirit *+M₄k* — *Limnoquartzite, opal, opalo-breccia, geyserite*
- Riolit- és dácittufa közbetelepülések *+TM₄k* — *Interbedded rhyolite and dacite tuff layers*
- Kálitrachit és kálidús kőzetek *+M₄k* — *Kalitrachyte and potassium-rich rocks*
- Kálitrachit tufa *+M₄k* — *Kalitrachyte tuff*
- Középső piroxénandezit (sztratosorozat) *pyx₂M₄k* — *Middle Pyroxene andesite (stratovolcanic formation)*
- Piroxénandezit lávaagglomerátum (sztratosorozat) *+pyx₂M₄k* — *Pyroxene andesite lava agglomerate (stratovolcanic formation)*
- Piroxénandezit tufa, agglomerátum (sztratosorozat) *pyx₂M₄k* — *Pyroxene andesite tuff and agglomerate (stratovolcanic formation)*
- Horzsaköves dácittufa („középső riolittufa") *TM₄k* — *Pumiceous dacite tuff (Middle Rhyolite Tuff)*
- Biotit-amfiboldácit *TM₄k* — *Biotite dacite with hornblende*

Tortonai

- Alsó piroxénandezit (szubmarin sorozat) *pyx₁M₄b* — *Lower Pyroxene Andesite (submarine formation)*
- Piroxénandezit tufa, agglomerátum (szubmarin sorozat) *+pyx₁M₄b* — *Pyroxene andesite tuff and agglomerate (submarine formation)*
- Homokos andezittufit, tufitos márga (átmeneti sorozat) *+M₄b* — *Sandy andesite tuffite, tuffitic marl (transitional member)*
- Aleurit, közetisztes agyagmárga (siltösszlet) *+M₄b* — *Siltstone, silty clayey marl (schiller sequence)*
- Oncophorás homok, homokkő *+M₄b* — *Oncophora sand, sandstone*
- Barnakőszéntelepes összlet *+M₄b* — *Coal-bearing sequence*
- „Alsó riolittufa" *TM₄b* — *Lower Rhyolite Tuff*

Helvéti

- Tarkaagyag *+M₄b* — *Varicoloured clay*
- Szárazföldi homokkő *+M₄b* — *Terrestrial sandstone*
- Konglomerátum *+M₄b* — *Conglomerate*
- Tengeri összlet *+M₄b* — *Sandstone, sand (marine sequence)*

Burdigalai

- Glaukonitos homokkő *+O₂k* — *Glauconitic sandstone*

Katti

- Foraminiferás agyagmárga *+O₂r* — *Foraminiferal clayey marl*

Rupéli

- Homokkő, homokos márga *+O₁k* — *Sandstone, sandy marl*

Lattorfi

OLIGOCÉN

- Biotit-amfibolandezit *+E₂* — *Biotite-hornblende andesite*
- Biotit-amfibolandezit lávaagglomerátum *+E₂* — *Biotite-hornblende andesite lava agglomerate*
- Biotit-amfibolandezittufa, agglomerátum *+E₂* — *Biotite-hornblende andesite tuff and agglomerate*
- Márga, agyagmárga *+E₂* — *Marl, clayey marl*
- Lithothamniumos mészkő *+E₂* — *Lithothamnium limestone*
- Diabáz és spilitváltozatok *+T₂* — *Diabase and spilite varieties*
- Agyagpala, kovapala *+T₂* — *Shale, siliceous schist*
- Mészkő, mészmárga *+T₂* — *Limestone, calcareous marl*

Ladini (?)

TRIÁSZ

KŐZETELVÁLTOZÁSOK (ROCK ALTERATIONS):

- Kovásodás — *Silicification*
- Agyagkásványosodás — *Argillization*
- Oxidációs elváltozások — *Oxidation*
- Kloritosodás — *Chloritization*
- Káliumtaszomatózis — *Potash metasomatism*

EGYÉB JELEK (OTHER SIGNS):

- Képződményhatár — *Formation boundary*
- Feltételezett aljzati árok É-i vetői — *Northern faults of hypothetical basement rift*
- Prevulkáni feltolódások (Darnó-vonal) — *Pre-volcanic upthrusts (Darnó Line)*
- Feltételezett vulkáni hasadékok, vetők — *Hypothetical volcanic fissures, faults*
- Észlelt vetők és szerkezeti vonalak — *Observed faults and structural lines*
- Észlelt és fedett hidrotermális érctelérek, zónák — *Hydrothermal ore veins, lodes, zones observed and buried*
- Hidrokvarcitos, gejzirites zónák — *Hydroquartzite and geyserite zones*
- Dőlés — *Dip*
- Vulkáni összletet harántoló fúrások — *Boreholes cutting the volcanic sequence*
- Működő kőfejtő — *Quarry in operation*
- Felhagyott kőfejtő — *Abandoned quarry*
- Földtani szelvény iránya — *Orientation of geological section*


KÉSZÜLT A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZETBEN 1974