

# A fertőrákosi kristályospala összlet földtani — kőzettani felépítése\*

Dr. Kósa László — Fazekas Via\*\*

(4 ábrával, 1 táblázzal, 9 táblával)

**Összefoglalás:** A szerzők számos új adat felhasználásával a korszerű litosztrati-gráfiai osztályozás szempontjait figyelembe véve mutatják be a fertőrákosi (mörbisch) palaszigetet felépítő metamorf kőzetfajták települését, ásvány-kőzettani jellemzését és a metamorfózis folyamatának menetét, intenzitását, fáciesét. Számos olyan eredmény született, melyek nagymértékben hozzájárulnak a földtani felépítés jobb megismeréséhez, ugyanakkor további kérdések merülnek fel, melyek megoldása a jövő feladata lesz. Végső következtetésük, hogy az elsődleges üledékes-effúzív sorozat progresszív regionális metamorfózisának mértéke elérte az epidot-amfibolit fácies felső övét, a kőzetfajták jelenlegi állapotát, azonban a többszakaszos, változó intenzitású retrográd folyamatok határozták meg, melyek hatása a szelvény alsó részén erőteljesebb. A szerzők állást foglalnak a területet felépítő metamorfitek allochton helyzetére, valamint a Wechsel sorozathoz való tartozása mellett.

## Bevezetés

A Mecseki Ércbányászati Vállalat az 1970-es évek elején komplex földtani kutatásokat végzett a Soproni-hegység területén. A vizsgálatok elsősorban a kristályos kőzeteket érintették, azonban kiterjedtek a fiatalabb képződményekre is. A hegységet felépítő metamorf képződmények nagyobb kiterjedésű előfordulásán (soproni kristályospala összlet) kívül, a környező kisebb szigetrögök (Harkai-csúcs, Kőhegy stb.) vizsgálatára is sor került. Az elvégzett munkálatokon belül kiemelkedő szerepet kapott a fertőrákosi (mörbisch) palasziget felderítő fázisú kutatása. A palasziget — hazai részének — alig 1 km<sup>2</sup>-es területén (nagyobbik része Ausztria területére esik) több mint 20 mélyfúrás (300 m-nél mélyebb), közel 60 db sekélyfúrás (60 m-nél sekélyebb) és számos egyéb kutatófeltárás (árok stb.) mélyült.

Megismerés tekintetében — az akkori viszonyoknak megfelelően — a legkorszerűbb ismereteket VENDEL M. (1929) nyújtotta, aki a területről monográfikus feldolgozást jelentetett meg, kiegészítve azt 1 : 25 000 méretarányú földtani térképpel. A szerző számos további tanulmányában (1936, 1937, 1960 — 1961) jelentősen hozzájárult a terület földtani viszonyainak jobb megismeréséhez. Időközben (1960) W. FUCHS osztrák geológus foglalkozott a metamorf képződményekkel, melyeket az Alpok magorozatával azonosított.

A MÉV kutató létesítményeiből nyert alapadatok, valamint az elvégzett földtani térképező munkák vizsgálati eredményei tették lehetővé a palaszigetet

\* Elhangzott a MFT. Ásványtani-Geokémiai Szakosztály 1976. nov. 1. és 1979. jan. 15.-i szakülésén. Kézirat lezárva 1979. május 11.

\*\* MÉV PÉCS.

felépítő metamorf kőzetfajták pontosabb minőség és település szerinti megismerését. Mindenekelőtt olyan eredmények születtek, amelyek alapján megbízhatóbb rétegsort tudunk megrajzolni a kristályos alépitményre vonatkozóan. A palasziget felépítésében résztvevő kőzetek rétegtani besorolásánál — FÜLÖP J. akadémikus szorgalmazására — alkalmaztuk az új litosztatigráfiai osztályozás szempontjait és a tanulmányban ennek megfelelő nevezéktan kialakítására is törekedtünk.

Dolgozatunkban bemutatott képződmények ásvány-kőzettani minősítéséhez egy sor RTG-, DTA-, Kémiai- és színképelemzés készült. A RTG-vizsgálatokat KISHÁZI P. (Sopron, BKI Petrográfiai Osztálya) -, a DTA vizsgálatokat SELMECZI B. (MÉV.) — a kémiai és színképelemzéseket, a MÉV. Analitikai Laboratóriuma végezte.

A fényképfelvételeket FÜZY T. és TÉR I. készítették.

Már a bevezetőben szükségesnek tartjuk kinyilvánítani — és a következőkben a metamorfitokat ennek tükrében jellemezni —, hogy a kristályospala-sziget (a fertőrákosi kristályospala összet)

- egységes felépítésű, azonos üledékes-effuzív sorozat;
- progresszív regionálisan átalakulást szenvedett;
- megközelítően azonos metamorf fáciesű;
- több lépcsős retrográd hatások — részben anyagi összetételbeli különbségekre visszavezethetően, — a rétegösszet alsó részén erőteljesebb diatorikus változásokra vezettek.

Ezek a folyamatok alapvetően meghatározzák a kőzetek jelenlegi megjelenését és állapotát.

A kutatás eredményeképpen számos, szélesebb szakmai körökben ez ideig alig ismert eredmény született, melyek közzétételét első megközelítésben segíti elő a jelen dolgozat.

## Az összetlet földtani—kőzettani jellemzése

Az összetlet a szakirodalomban kezdetben mint a ruszti-vonulathoz tartozó szigetrög, megyesi kristályospala-sziget, később mint fertőrákosi, az osztrák irodalomban mörbischi kristályospala-sziget szerepel. Földtani értelemben vett valódi szigetjellegét elsősorban a körülötte települő fiatal (harmad- és negyedidőszak) képződményekből morfológiailag kiemelt helyzete határozza meg.

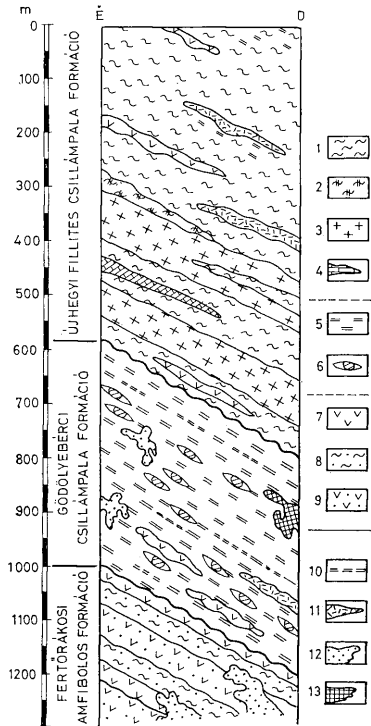
Jelenleg ajánlott megnevezését a földrajzi-közigazgatási hovatartozása, a szigetrögöt felépítő metamorf kőzettestek földtani-kőzettani kifejlődése és települése indokolja.

Tekintettel arra, hogy a megközelítőleg 2000 m vastagságú kőzetösszetlet jelenlegi feltártságában először hazai területen vált ismertté, típusterületként a Fertőrákos falutól 3 km-re É-ra elhelyezkedő határmenti övezetet jelöljük meg. (Ezen a területen a felszínen nyomozható metamorf képződmények kiterjedése kb. 3 km<sup>2</sup>, ebből azonban csak 1 km<sup>2</sup> országhatáron belüli.) A metamorfit összetlet mélységbeli lehatárolása és így vastagsága sem ismert.

A fúrások rétegsora alapján fedő képződménye a fillites csillámpala formációra diszkordanciával települő felsőhelvétai, vagy alsótortonai, agyagos kötőanyagú kavicsösszetlet (ruszti kavics), alsótortonai agyag (bádeni agyag), vagy alsótortonai mészkő (lajta mészkő). Azon felismerésből következően, hogy a

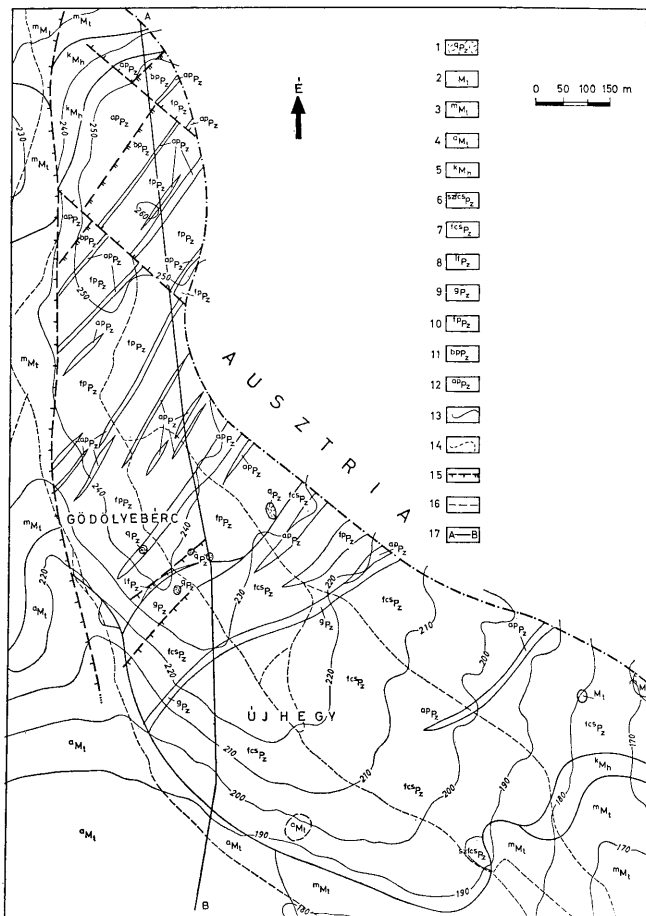
metamorfit összetétel felépítésű, azonos üledékes-effuzív sorozathoz tartozik, de eltérő típusú kőzetegyüttesek regionálisan átalakult tömege; az összetétel rétegtani tagolásánál a litosztratigráfiai osztályozás hivatalos alapegységként a *formáció* megjelölést javasoljuk elfogadni.

A litosztratigráfiai osztályozás szempontjait figyelembevéve a fertőrákosi kristályospala összetétel felépítése — egyben rétegtani sorrendje — az alábbi rendszerbe foglalható (1. ábra):



1. ábra. A fertőrákosi kristályospala összetétel ideális földtani szelvénye (szerkesztette: KÓSA L.). Jelmagyarázat: 1. Fillites csillámpala, 2. Leukofillit, 3. Paragneisz, 4. Márvány, 5. Földpátos csillámpala, 6. Apatitos lencsék, 7. Amfibolpala, 8. Biotitpala, 9. Amfibolit, 10. Szén-grafitos betelepülések, 11. Kvarcitlencsék, 12. Pegmatoid testek, 13. Karbonátos metasomatit

Abb. 1. Idealisiertes geologisches Profil des kristallinen Schieferkomplexes von Mörbisch (zusammengestellt von L. KÓSA). Erklärungen: 1. Phyllitischer Glimmerschiefer, 2. Leukophyllit, 3. Paragneis, 4. Marmor, 5. Feldspatführender Glimmerschiefer, 6. Apatitischer Linsen, 7. Amphibolschiefer, 8. Biotitschiefer, 9. Amphibolit, 10. Kohlgraphitische Einlagerungen, 11. Quarzlitlinsen, 12. Pegmatoidkörper, 13. Karbonatischer Metasomatit



2. ábra. A fertőrákosi kristályos pala összetét földtani térképe (KÓSA L.). Jelmagyarázat: 1. Kvarcittörmelék, 2. Tortonai mészkőtörmelék (lajtámészék), 3. Tortonai mészkő (lajtámészék), 4. Tortonai agyag (bádeni agyag), 5. Agyagbeágyazású mész (ruszti kavics) (2–5. miocén: M), 6. Szén, fillites csillámpala, 7. Fillites csillámpala, 8. Leukofillit (kvarz-leuchtenbergit pala), 9. Paragneisz, 10. Földpátos csillámpala, 11. Biotitpala, 12. Amphibolpala, amfibolit (6–12. ópaleozoikum: P<sub>z</sub>), 13. Képződményhatár, 14. Feltételezett képződményhatár, 15. Szerkezeti vonalak, 16. Földút, 17. Földtani szelvény

Abb. 2. Geologische Karte des kristallinen Schieferkomplexes von Mörbisch (L. KÓSA). E r k l ä r u n g e n: 1. Quarzitschutt, 2. Tortonischer Kalksteinschutt (Leithakalk), 3. Tortonischer Kalkstein (Leithakalk), 4. Tortonischer Ton (Badenischer Ton), 5. Schotter mit Toneinbettung (Schotter von Rust) (2–5. Miozän: M), 6. Kohlenführender, phyllitischer Glimmerschiefer, 7. Phyllitischer Glimmerschiefer, 8. Leukophyllit (Quarz-Leuchtenbergitschiefer), 9. Paragneis, 10. Feldspatführender Glimmerschiefer, 11. Biotitschiefer, 12. Amphibolschiefer, Amphibolit (6–12. Alt-paläozoikum: P<sub>z</sub>), 13. Bildungsgrenze, 14. Vermutete Bildungsgrenze, 15. Strukturinien, 16. Feldweg, 17. Geologisches Profil

## Fertőrákosi kristályospala-összetel

1. Fertőrákosi amfibolos formáció
  - Amfibolit tagozat
  - Amfibolpala tagozat
  - Biotitpala tagozat
  - Pegmatoidos kifejlődések
2. Gödölyebérci csillámpala formáció
  - Földpátos csillámpala tagozat
  - Amfibolit rétegtag
  - Amfibolpala rétegtag
  - Szenes-grafitos csillámpala változat
  - Apatitos rétegtagok
  - Kvarcitlencsék
  - Pegmatoidos kifejlődések.
3. Újhegyi füllétes csillámpala formáció
  - Szenes-grafitos csillámpala változat
  - Paragneisz tagozat
  - Leukofillit rétegtag
  - Márvány rétegtag
  - Amfibolpala rétegtag
  - Kvarcitlencsék

## 1. Fertőrákosi amfibolos formáció

A vizsgált összetel — jelenleg ismert — legalsó részét alkotja. Amint már utaltunk rá, vastagsága és fekvő képződménye nem ismert, de mélybeni elterjedése a palasziget egész területén településéből adódóan (az összetelt felépítő kőzetek monoklinális helyzetben DK-felé, 20–30 °-os meredekséggel a Fertő-tó alá dőlnek), különböző mélységben megtalálható.

A kutatás során — kifejezetten a földtani megismerés céljából — kísérletet tettünk átharántolására, azonban csak kb. 800 m-t tudtunk belehatolni.

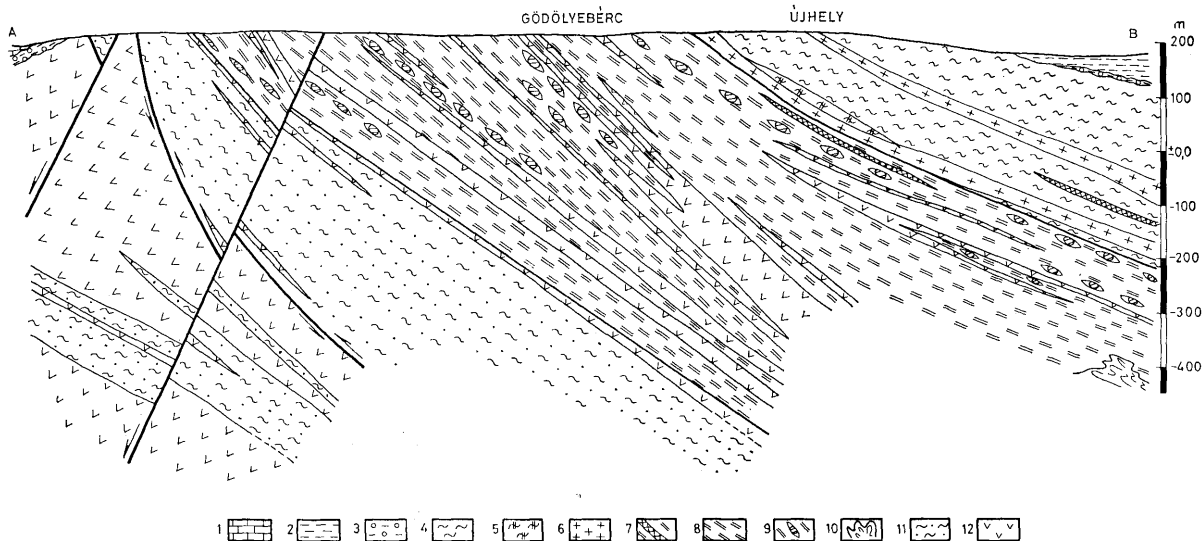
Felszíni elterjedése a terület É-i részére korlátozódik (2., 3. ábra), mintegy 0,06 km<sup>2</sup> területen nyomozható és ÉK-i csapással Ausztria területére húzódik át, ahol minden bizonnyal nagyobb kiterjedésben van meg. Geomorfológiai tekintetben ez képezi a palasziget legmagasabb térszínét, amely ettől minden irányban többé-kevésbé egyenletesen lejt.

A formáció képződményei (*amfibolit, amfibolpala, biotitpala, pegmatoid lencsék*) a felszínen nem, vagy csak igen ritkán nyomozhatóak, eluviális törmelék formájában. A kutatóárkokban is csak gyakorlott szem ismeri fel, mivel az esetek többségében egészükből kloritosodtak. Leginkább jellegzetes reliktum szövetük utal jelenlétükre.

Az egyes tagozatok között az átmenet többnyire fokozatos, amikor is az uralkodó ásvány fokozatos csökkenése figyelhető meg a szomszédos kőzetfajtákban. Az átmenet nélküli érintkezések általában tektonikusak.

Az *amfibol*úhoz a tömött szövetű, általában nem palás, alacsony elsődleges kvarctartalmú (< 5%), közepes szemcseméretű, uralkodóan zöldamfibolból (50–90%) álló, de albitot (0–40%), gránátot (0–10%) és esetenként biotitot, elsődleges klinozoitot tartalmazó kőzettesteket soroljuk. Az albit klinozoit-, és szericit-zárványokkal sűrűn telített. Járulékos ásványok: szifén (esetenként kőzetalkotó), ilmenit, magnetit, apatit, nagyon ritkán ortit (I. tábla 1.3.). Az amfibol és gránát minőségét optikai vizsgálatok mellett vegyi elemzéssel is ellenőriztük.

Hasonló minőségű gránátúsitvány összetelvének FeO-ban kifejezve 22,10%-nak, MnO-tartalma 3,20%-nak bizonyult.



3. ábra. A fertőrákosi kristályos pala öszlet földtani szelvénye (szerkesztette: KÓSA L.). Jelmagyarázat: 1. Tortonai mészkő (lajtáméskő, <sup>m</sup>M<sub>1</sub>), 2. Tortonai agyag (bádeni agyag, <sup>m</sup>M<sub>1</sub>), 3. Agyagbeagyazású kavics (ruszti kavics, <sup>k</sup>M<sub>h</sub>) (1–3. miocén, M), 4. Fillites csillámpala (<sup>fcs</sup>P<sub>2</sub>), 5. Leukofillit (<sup>l</sup>P<sub>2</sub>), 6. Paragneisz (<sup>g</sup>P<sub>2</sub>), 7. Márvány (<sup>m</sup>P<sub>2</sub>), 8. Földpátos csillámpala (<sup>f</sup>P<sub>2</sub>), 9. Apatitis-lencsék (<sup>r</sup>P<sub>2</sub>), 10. Karbonátos metasomatit (<sup>k</sup>mP<sub>2</sub>), 11. Biotitpala (<sup>bp</sup>P<sub>2</sub>), 12. Amphibolit, amphibolpala (<sup>ap</sup>P<sub>2</sub>) (4–12. ópaleozoikum, P<sub>2</sub>)

Abb. 3. Geologisches Profil des kristallinen Schieferkomplexes von Mörbisch (zusammengestellt von L. KÓSA). Erklärungen: 1. Tortonischer Kalkstein (Leithakalk, <sup>m</sup>M<sub>1</sub>), 2. Tortonischer Ton (Badensischer Ton <sup>m</sup>M<sub>1</sub>), 3. Schotter mit Toneinbettungen (Schotter von Rust, <sup>k</sup>M<sub>h</sub>) (1–3. Miozän, M), 4. Phyllitischer Glimmerschiefer (<sup>fcs</sup>P<sub>2</sub>), 5. Leukophyllit (<sup>l</sup>P<sub>2</sub>), 6. Paragneis (<sup>g</sup>P<sub>2</sub>), 7. Marmor (<sup>m</sup>P<sub>2</sub>), 8. Feldspatführender Glimmerschiefer (<sup>f</sup>P<sub>2</sub>), Apatitische Linsen (<sup>r</sup>P<sub>2</sub>), 10. Karbonatischer Metasomatit (<sup>k</sup>mP<sub>2</sub>), 11. Biotitschiefer (<sup>bp</sup>P<sub>2</sub>), 12. Amphibolit, Amphibolschiefer (<sup>ap</sup>P<sub>2</sub>) (4–12. Altpaläozoikum, P<sub>2</sub>)

A kb. 98%-os tisztaságú amfiboldúsítmány vegyi elemzésének eredménye %-ban

SiO <sub>2</sub>	43,96	CaO	11,15
TiO <sub>2</sub>	1,40	Na <sub>2</sub> O	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,99	K <sub>2</sub> O	0,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	H <sub>2</sub> O	0,94
FeO	12,80	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09
MnO	0,05	Cl <sup>-</sup>	0,20
MgO	11,70	F <sup>-</sup>	0,06

Σ 99,57

Összehasonlítási alapként felhasználva DEER W. A. et al. (1962) adatait, az amfibolt *hornblendeként*, a gránátot *almandinként* határoztuk meg.

Az ép amfibolitok granoblasztos-, néhol heteroblasztos-, vagy granonematoblasztos szövetűek.

A diaforézis több szakaszos folyamatában a kloritosodás esetenként olyan intenzív és mélyreható volt, hogy a kőzet csaknem egészében kloritá alakult és reliktszövetete utal az alapkőzet minőségére (V. tábla 20, 21. VI. tábla 22, 23, 25, IX. tábla 39.). A diaforitos átalakulások között jelentős szerepe van a karbonátosodásnak, a klinozoitit és aktinolit képződésnek is. A hornblende aktinolitosisodásának fokozatai mikroszkóposan jól megfigyelhetők (V. tábla 18, 19.). Csak alárendelten jelenik meg az aranybarna színű másodlagos biotit, még ritkábban a másodlagos kvarc, albit, turmalin (VI. tábla 24.) és a szulfidok. A gránát viszont teljesen leomlik. Az erőteljesebben diaforizált zónákban a kőzet szövete blasztézis, valamint tektonikus eredetű bélyegeket visel (breccásodás, kataklázis). A kőzetet fiatalabb generációjú kalcit és klorit kitöltésű repedéshálózat járja át.

Az amfibolos formáción belül, de legfőképpen annak középső és felső átmeneti szakaszában uralkodik az *amfibolpala* megjelenése. Vastagsága cm-től több méterig terjedhet.

Az amfibolpala texturája általában palás, sávos. Szemcsemérete: közép- és aprószemcsés. A sötétszürke sávokban az amfibol dúsul, néha biotittal, a világosabb szürke részek főleg albitból és kvarcból állnak. A fő kőzetalkotó ásványok azonosak az amfibolitával, de arányaikban eltérők (amfibol 5–50%, albit 30–50%, kvarc 5–30%, gránát 0–5%, biotit 0–5%). A szomszédos kőzetfajták felé történő elhatárolásuk bizonytalan. Általában fokozatos átmenet a jellemző, ugyanis a biotitpala kontaktusa környékén a biotittartalom felszaporodik, az amfibolit felé pedig palásság fokozatosan, vagy hirtelen megszűnik.

A *biotitpala* éles határral, vagy fokozatos átmenettel települ az amfibolpala közé, vagy annak fedőjébe (I. tábla, 2, 4.). Vastagsága cm-től 100 m-ig változik. Ismeretes rendkívül finom, — csak mikroszkóposan megfigyelhető sávzottságú amfibolpala — biotitpala változat is. Felszíni előfordulásuk, mint a formáció többi egysége a palasziget É-i részére korlátozódik (2., 3. sz. ábra).

A biotitpala — ha nem diaforizált — makroszkóposan közép és aprószemcséjű, jól palásodott, szürke, sötétszürke, gyakran sávos megjelenésű kőzet. Néha gyúrt. A palásságot az elválás, de legfőképpen az 1–3 mm-es biotit lemezek orientációja fejezi ki, néha azonban a földpát lencsealakú kiválása is hangsúlyozza. A sötét és világosabb sávok felépítését a biotit, illetve kvarc és földpát relatív feldúsulása szabályozza. Az ép amfibolpala és csillámpala szövet lepidogranoblasztos, granolepidoblasztos. A szöveti képet változatosabbá a földpát feldúsulások megjelenése teszi.

Fő kőzetalkotó ásványok: albit 40–60%, kvarc 20–40%, biotit 5–40%, gránát néhány %-ig. A biotit mennyisége szélsőséges esetben elérheti az 50%-ot is. A biotitpala albitja is sűrűn klinozoitit-szericit zárványokkal teltett. Néha muszkovit is megjelenik — különösen a formációs felső részén települő biotitpalában — fokozatos átmenetet jelezvén a gödölyebérci csillámpala formáció felé.

A járulékos ásványok azonosak az amfibolitban megfigyeltekkel, de a szfén és ilmenit mennyisége kisebb. Az amfibolizáláshoz hasonlóan az amfibolpala és a biotitpala zöme is erőteljesen diaforizált. A diaforézis folyamán keletkezett ásványtársulás minőségileg azonos az amfibolit jellemzésénél bemutatottal. Itt gyakoribb a földpátok lebontásából származó szericit. A kőzet muszkovittartalmának egy része viszont a biotit átalakulásából — szfén, rutil és magnetit kiválások kíséretében — keletkezett.

A tektonikus eredetű szöveti bélyegek itt is gyakoriak. A breccsásodás és kataklázis mellett milonitosodás és fillonitosodás is előfordul. Az alapkőzet magasabb kvarc és földpáttartalma következében gyakrabban megfigyelhetjük ezek oldási és továbbnövekedési jelenségeit. Érdekességként megemlíthető a *diaforizált kristályos palában* és az *anchimetamorf homokkőben* előforduló, néhány, teljesen azonos szöveti bélyeg. Ilyenek például:

- a „tüskés” földpát és kvarc megjelenése a földpátos csillámpalakban, ahol a „tüskéket” másodlagos albit, kvarc, szericit és klorit vegyesen képviseli (VII. tábla 31.).
- a másodlagos lemezes szilikátok és a nagyon apró kvarczemecsek elrendeződése szabálytalanul sávós lefutású alakzatokban (VII. tábla, 32.).
- a „transverse mica” — a kőzet palásságával merőlegesen, vagy átlósan orientált csillámkötegek megjelenése (VIII. tábla, 34.).

Az amfibolos formáción belül, függetlenül az egyes tagozatok kőzettani minőségétől, a *pegmatoid* testek eléggé gyakoriak. Ezek általában — ha a befogadó kőzet palás — a palássági síkokban, de haránt irányban is elhelyezkedhetnek.

A kontaktusok majdnem mindig tektonizáltak. Méretük néhány cm-től néhány méterig terjed. Ásványos összetételükben uralkodó a 0,5—1 cm-es klorit-zárványos albit (V. tábla 16.) és kvarc; csillámokat csak alárendelten tartalmaznak. Gyakoriak bennük a befogadó kőzet zárványai.

A vizsgált szelvény legalsó formációját felépítő kőzetfajtákat érte a legerőteljesebb kloritosodás, melynek oka az elsődleges metamorfitek nagy amfibol ten tartalmaznak. Gyakoriak bennük a befogadó kőzet zárványai.

A vizsgált szelvény legalsó formációját felépítő kőzetfajtákat érte a legerőteljesebb kloritosodás, melynek oka az elsődleges metamorfitek nagy amfibol és biotit tartalma. A kloritot pennin, ritkábban proklorit képviseli (DTA elemzés alapján). A másodlagos kvarc, biotit és albit megjelenése sokkal szűkebb zónákra korlátozódik. Kiemelkedő fontosságú ásvány a *másodlagos biotit*, amely azt jelzi, hogy a diaforézis elérte a zöldpala fácies magasabb hőmérsékletű: *biotit-klorit-szubfáciesét*. Hintetten, esetenként szűkebb zónákban feldúsulva — szulfidásványok is megjelennek.

## 2. Gödölyebérci csillámpala formáció

A fertőrákosi kristályospala összlet legjellemzőbb, egyben legváltozatosabb, közbülső helyzetű, 400 m vastagságot is meghaladó formációja. Változatossága a fő kőzetalkotó ásványok részarányának szélsőséges megoszlásából, az eltérő kifejlődésű kőzetfajták (*amfibolitok, amfibolpalák, szenes-grafitos csillámpalák, apatitos lencsék, pegmatoidok*, gneisz-szerű földpátosodás, szulfidércesedés) gyakoriságából, települési helyzetéből és nem utolsósorban a többlépcsős diaforézis okozta átalakulásból, illetve az ebből származó különböző kőzetváltozatok (diaforitok) megjelenéséből adódik. A pegmatoid betelepülések ebben az esetben a leggyakoribbak. A gödölyebérci csillámpala formáció a kristályospala-sziget felszínén nyomozható részének csaknem a felét alkotja (2., 3. ábra). Települése monoklinális jellegű: mintegy 20—30 °-os meredekséggel — a fölötté települő újhegyi fillites csillámpala formációval együtt — DK felé



dől. Elhatárolása mind az amfibolos formáció, mind pedig a fillites csillámpala formáció felé meglehetősen problematikus. Az amfibolos formáció felé a fokozatos átmenetet már említettük. Felfelé viszont a csillámpalában fokozatosan csökken az albit- és biotittartalom, és felszaporodik a muszkovit.

A földpátos csillámpala általában közép, vagy durvaszemcsés, gyakran diszharmonikusán gyúrt, főleg a formáció felső részén előfordulnak finoman palás, aprószemű átmeneti változatok is, melyeket már nem lehet megkülönböztetni a fillites csillámpala földpátos kifejlődésétől. A földpátos csillámpala külső megjelenését nagymértékben a szélsőségesen változó ásványos összetétel jellemzi. A földpátos, vagy muszkovitos részek világosak a biotitos, grafitos változatok sötétszürkék.

A palásságot a lemezes-pados elválás, a csillámok sík szerinti orientáltsága, illetve a palássági síkokban rendeződött cm-es nagyságú kvarc-földpát, vagy tisztán földpátlencsék rétegszerű, vagy orsószzerű kiválása hangsúlyozza. Megjelenésük a migmatitok leukoszómáira emlékeztet (II. tábla, 5, 6.). A földpátosodást késői, de diaforezisz előtti, metasomatikus folyamatnak tartjuk, azért is, mivel a földpátos csillámpala átlagos Na-tartalma megközelíti a gránit Na-tartalmát (kb. 3,50%  $\text{Na}_2\text{O}$ ), tehát teljes egészében aligha lehet elsődlegesen üledékes eredetű.

A földpátos csillámpala fő kőzetalkotó ásványai: kvarc 20–80%, szericitzárványos albit 10–60%, csillámok (biotit és muszkovit) 5–40%, gránát (almandin) néhány %. A csillámok közül a muszkovit határozottan túlsúlyban van. Járulékos ásványok: szfén, ilmenit, rutil, orthit, cirkon, apatit.

A formációban eléggé gyakori az *amfibolpala*, néha *amfibolit*, vékonyabb-vastagabb pados elválású betelepülések formájában. Ezek általában lencsés megjelenésűek, néha azonban rétegszerűen kitarotk és jól párhuzamosíthatók. Ásvány-kőzettani vonatkozásban teljesen azonosak az amfibolos formáció képződményeivel. Itt válnak uralkodóvá a *pegmatoid* kifejlődések is. Ezek mindig kifejezetten durvaszeműek (szemcseméretük eléri az 1–3 cm-t is), uralkodóan kvareből és földpátból (albit) áll, alárendelten csillámokat — közülük leggyakrabban muszkovitot — tartalmazó mobilizátumok. A szericitzárványos albit (V. tábla 17.) néhol két generációsnak tűnik.

Településük feltűnően gyakran a kőzethatárokhoz kapcsolódik. A fertőrákosi pegmatoidokban megvannak mindazok az ismérvek, melyek alapján a regionális metamorfózis folyamán képződött pegmatoid mobilizátumokat el szokták különböztetni a valódi pegmatitoktól.

A csillámpalában gyakori jelenség a *szenesedés-grafitosodás* (II. tábla 7.). A szenes-grafitos változat mindig az apró, ritkábban a középszemcsés csillámpalára jellemző. A szénülés foka az antracit állapotot el nem érő kőszéntől a grafitig terjed. A grafit ez esetben tektonit is lehet, mivel mindig csúszási felületeken jelentkezik.

Az amfibolos kőzetekhez hasonlóan a földpátos csillámpalát is jelentős retrográd hatások érték. Alacsonyabb fokon átalakult kőzetben a biotit kloritosodása, szericitesedés és a gránát repedésminti kloritosodása figyelhető meg. A magasabb fokon diaforizált képződmények térbelileg kisebb elterjedésűek. Az elsődleges kőzet már nem mindig ismerhető fel. Ezeken a helyeken a fillonitosodás, milonitosodás, kataklázis, breccsásodás, valamint a blasztézis különböző megnyilvánulásai a legerőteljesebbek (VI. tábla, 26, 27, VII. tábla 28, 29, 30.). A kvarc és földpát relikvumok körül oldási és továbbnövekedési jelenségek gyakoriak (VII. tábla 31, 32.). A tektonikus-metasomatikus átalakulás legmagasabb fokán a kőzet elsődleges szövete teljesen megsemmisült, új ásványok képződtek, mint a klorit, szericit, kalcit, másodlagos kvarc, *viztiszta több generációs metasomatikus albit* —, mely az egész rétegsor viszonylatában, ebben a formációban a leggyakoribb —, másodlagos biotit, klorinozoit, aktinolit, turmalin, szfén, rutil, apatitlencsék, kis mértékben pedig dolomit, sziderit és szulfidok. Kloritok közül a pennin és proklorit

mellett a magasabb fokon diaforizált zónákban leuchtenbergit is felismerhető volt. A csillámféleségek néhol illített alakultak vissza.

Kiemelkedő fontosságú itt a *másodlagos biotit* megjelenése.

Egy harántalással *karbonátos metasomatit* tetet tártunk fel, mely 70—80% kalcitból, 20—30% kvarcból áll, albitot, kloritot és másodlagos biotitot tartalmaz (IX. tábla 38.).

A retrográd átalakulás legerőteljesebben az eltérő kőzetmechanikai tulajdonságokkal rendelkező kőzetfajták határzónáiban nyilvánul meg és a gödlyebérci csillámpala formáció képződésményeiben általában is a legerőteljesebbek.

A formáción belül több jól azonosítható, kiékelődő, vagy tartósan nyomozható szintben, lencsés megjelenésű, *apatitban dús* kőzetváltozat különíthető el. A befogadó közettől makroszkóposan nem, vagy alig különböztethető meg. Az elsődleges kőzet egyes esetekben jól felismerhetően földpátos csillámpala volt, más esetekben az erőteljes átalakulások miatt már biztonsággal nem ismerhető fel. Néhány esetben elsődleges hornblende reliktumokat és aktinolitot is találtunk benne. Általában jól palásodott, vagy elmosódott palássággal, levelesen széteső, de van kifejezetten tömött szövetű is. Vastagság néhány cm-től néhány m-ig terjed.

A kőzet ásványos összetétele és szövete mikroszkóposan lényegében azonos a magas fokon diaforizált amfibolpaláéval, csillámpaláéval. Figyelemre méltóak a metasomatikus albit és rutil dúsulások, a kis mennyiségű RF—U—Th—Fe-titanátok megjelenése, hintett szulfidok, valamint bőséges metaautunit, ritkábban saléit kiválások az oxidációs zónában. A jellegzetes lemezes, rozettás kifejlődésű metasomatikus albit feldúsulások albittartalma elérheti a 80—90%-ot is: albit-metasomatitok (VIII. tábla 36, 37, IX. tábla 40.). Az apatit kiválások többnyire halmazokban, fészkekben, szabálytalan sávokban csoportosulva jelennek meg, szemcseméretük 0,01—0,05 mm között változik és lapokban gazdag táblás kristályokként váltak ki (VIII. tábla 35, 37). A vegyi-, infravörös színkép-, és DTA elemzések alapján fluorapatitként határoztuk meg (I. táblázat 18). Feldúsulások gyakran gömbszerű, vagy spirális szabályosságot, néha radiális elrendeződést mutat. Az apatit egy része kis mennyiségben uránt, thóriumot és ritkaföldfémeket tartalmaz. Az apatit feldúsulás keletkezésére vonatkozóan kétféle álláspont alakult ki:

a) primér üledékes foszfátfelhalmozódás, foszfátgumókkal (jelenleg ellapított formák) most is látható kolloid szerkezettel,

b) a metamorf elemobilizáció révén a foszfor kioldódott a bázikus vulkanitokból, kolloid oldat formájában vándorolt és egyes kedvező, magas fokon diaforizált zónákban dúsult fel.

### 3. Űjhegyi fillites csillámpala formáció

A fertőrákosi kristályospala összetet legfelső, egyben a legnagyobb felszíni elterjedésű formációja (2., 3. ábra). A fúrások harántalásai alapján tényleges vastagsága eléri a 400 m-t és DK-i irányban kivastagodik.

Az alapkőzetet *fillites csillámpala* képviseli, amely az alatta települő csillámpalától a fő kőzetalkotó ásványok apróbb szemcseméretével és alacsonyabb földpáttartalommal különbözik, ezért fillit küllemű (IV. tábla, 13., 14., 15.).

Felszíni elterjedése a palasziget D-i részére korlátozódik és annak több, mint a felét alkotja. Egyetlen természetes feltárása a tortonai mészkő érintkezésénél található (a palasziget legdélibb része, 2., 3. ábra), ahol *szenes-grafitos* változat is előfordul. Ez utóbbi azonos a földpátos csillámpalában települővel, azonban itt nem gyűrt. A fillites csillámpala elhatárolása a földpátos csillámpala felé bizonytalan, mivel fokozatos átmenettel és csak ritkán éles határral jelenik meg, illetve fejlődik ki a csillámpalából. Felső elhatárolása egyértelmű, ugyanis fedője miocén kavicsösszetet (ruszti kavics) vagy tortonai agyag, ill. mészkő (bádeni agyag, lajtmészkő).

A tárgyalt formáció felső harmada csak nagyon kevés, vagy egyáltalán nem tartalmaz földpátot, itt a fillites jelleg válik uralkodóvá, azonban gránátokban (viszonylag úde almandin) itt is meglehetősen gazdag.

A metamorf fácies meghatározása szempontjából igen lényegesnek ítéljük meg, hogy ebben a formációban is megtaláljuk (több szintben is) az *amfibol-palát*. Teljesen hiányzik azonban a pegmatoidos kifejlődés.

Az alapközet színe szürke, zöldesszürke, a szenes-grafitos változat sötétszürke, fekete. Általában finompalás, néha lemezesen, levelesen elváló és csak ritkán mikrogýüredezett.

Fő kőzetalkotó ásványai: kvarc, (albit), muszkovit, biotit, almandin. A csillámok közül itt is a muszkovit van túlsúlyban. Egyes szakaszai — magas kvarc-tartalmúak, nem ritkán 10—20 cm-es, néha több méter vastagságú önálló, laterál-szekerációs — *kvarc-tencse*-betelepülések is találhatók benne. Járulékos elegyrészek: szfén, cirkon és jelentéktelen mennyiségben apatit.

A megfigyelési adatokból kitűnik, hogy a fillites csillámpala, illetve a benne települő egyéb kőzetfajták (gneisz, márvány, amfibolpala stb.) a legkevésbé diaforizáltak, viszonylag csekélyebb mértékben kloritosodtak, karbonátosodtak. Az újra ásványosodás közül legjellemzőbb a szericitesedés (VIII. tábla 33.). A biotit kloritosodott, másodlagos kvarc, — albit és biotit — képződés, valamint különböző ércesedés előfordul, de nem jellemző. A fillites csillámpalában a diaforézis elsősorban *fillonitosodásban* nyilvánult meg. A klasszikus filonitos szövet mind makroszkóposan, mind mikroszkóposan jól megfigyelhető. Ebben a formációban az amfibolpala is a legűdebb. A fillites csillámpala egyes szakaszaiban (néha több méter vastagságban) *szenes-grafitos változatokat* tartalmaz, melyek megjelenése — legalábbis a jelenlegi ismereteink szerint — szabályszerűséget nem mutat.

A formáció legjellemzőbb, legkitartóbb és egyben a legjobban párhuzamosítható képződménye a *paragneisz*.\* Két meglehetősen különálló padja — az ősszlet általános dőlését követve — a formáció alsó és középső részében települ. Ezek vastagsága és egymástól való távolsága változó, néha meghaladja a 100 m-t is. A különálló gneiszpadok gyakran több osztatúak lesznek, ilyenkor közéjük a befogadó kőzet (fillites csillámpala, földpátos fillites csillámpala) vékonyabb-vastagabb rétegei települnek. Azonosításuk több száz méteren (néha km-es nagyságrendben) keresztül elvégezhető, és mintegy vezetősíntet képviselnek a formáción belül. Paraszármazásukat elsősorban réteges — pados megjelenésük, szinttartóságuk, fokozatos átmenetük a fillites csillámpala felé, valamint helyenként a gneiszpadokon belül megfigyelhető sávok felépítésű gneisz-csillámpala váltakozások hangsúlyozzák. A mélyfúrásai harántolásokon kívül a felszínen is megjelennek az ősszletet felépítő kőzettestek az általános csapás és dőlés irányának megfelelő településben (2. ábra). A szomszédos kőzettestektől történő elhatárolás a terepen meglehetősen könnyű, mivel a kontaktusok környékén nagyon gyakori a tektonikus felaprózódás.

Kőzetkémiaiailag az intenzívebben földpátos csillámpala és gneisz között lényeges különbség nem állapítható meg, csak az utóbbi SiO<sub>2</sub>-tartalma némileg magasabb (I. táblázat 8, 9, 10.).

Az ásványtani különbség viszont feltűnő: muszkovit helyett mikroklint találtunk. Tehát a gneiszpadok települési helyén a kőzetfajtákban végbement a közismert 650°—725°-os muszkovit—mikroklín reakció (LUNDGREN L. W. 1966.).

A gneisz színe szürke, világosszürke, a biotitos és kloritos részek sötétebb árnyalatúak. Uralkodóan középszemű, de gyakori az aprószememéretű változat is. Néha szemes-gneisz

\* Dolgozatunkban gneisznek csak a klasszikus értelemben vett gneisz tekintjük — tehát megközelítően gránitnak megfelelő ásványos és kémiai összetételű metamorf kőzetfajtákat, továbbá olyan kőzeteket, melyek a reliktum szöveti képe alapján a diaforézis előtt feltételezhetően olyanok voltak.

és csillámeres szövetrováltozatok is előfordulnak. A kőzet lehet palás és ez a gyakoribb, néha azonban tömör, tömeges megjelenésű, gránitos küllemű (III. tábla 8, 9, 10.). Fő kőzetalkotó ásványok: kvarc 40–50%, mikroklín 0–20%, albit 20–40%, muszkovit 5–10, biotit néhány %, almandin kevés. Járulékos ásványok: turmalin, szfén, ilmenit. A gneiszre általában a járulékos ásványok csekély mennyisége a jellemző.

Típusos üde gneiszmintá integrációs számlálással mért ásvány összetétele %-ban:

Kvarc	47,9
Mikroklín	28,1
Albit	13,6
Muszkovit	10,0
Biotit	0,4

A típusos gneisz szövete mikroszkóposan granoblasztos, poikiloblasztos, porfiroblasztos. A gneisz-csillámpala közötti átmeneti kifejlődésben megjelennek lepidogranoblasztos-granolepidoblasztos szöveti részek is.

Az elemzési adatokból úgy tűnik, hogy a gneiszek  $\text{Na}_2\text{O}$  tartalma (2,9–4,20%) — a földpátos csillámpalákhoz hasonlóan — teljes egészében aligha lehet elsődlegesen üledékes eredetű. Feltehetően itt is Na-metaszomatózissal kell számolnunk.

A diaforézis hatására a kőzet általában kataklázosodott, de vannak egészen üde változatok is. Ennek megfelelően az ásványosodás is főleg érkitöltő jellegű (kalcit, klorit), nagyon ritkán epidot és klinozoit is előfordul. Helyenként megfigyelhetjük az idős, szericitzárványos albit teljes, vagy részleges átkristályosodását és a mikroklín albitosodását is. Mind a két folyamat több generációnak tűnik (III. tábla 10, 11, 12.).

Általános törvényszerűség, hogy az adott gneiszpadon belül — a szélektől a test közepéig — a kloritosodás mértéke csökken, az albittartalom pedig a mikroklín rovására a szélek felé nő. A diaforizált albitgenisz a földpátos csillámpalától mikroszkóposan nem mindig különíthető el megbízhatóan.

A felsorolt jelenségek a gneisz genetikájának többlépcsős folyamatát illusztrálják, azonban a keletkezés mechanizmusát nem tekintjük véglegesen megoldottnak.

A fillites csillámpala formáción belül a soproni kristályospala összetetben településsel azonosan, de azzal nem párhuzamosítható módon — a gneiszhez kapcsolódóan „leukofillit” (kvarc-muszkovit-leuchtenbergitpala) települ. A felszínen, tektonikai okokra visszavezethető rendellenes települése, a palasziget közepén (2., 3. ábra) jól tanulmányozható. Ebben a feltárásban a 20–30 °-os DK-i irányban dőlő gneiszből fokozatosan, átmenetesen fejlődik ki, dőlése a gneisz kontaktusa környékén azzal egyező, tőle É-i irányban távolodva egyre meredekebb, majd a gneisztől 10 m-re függőleges helyzetű. A gneiszhez közelebb magas kvarctartalmú, attól távolodva kvarctartalom csökken és a kőzet levelesen széteső lesz. A földpátos csillámpala felé kb. 2 m széles, függőleges helyzetű szerkezetileg zúzott zóna határolja. Gneiszhez kapcsolódóan „leukofillit” fúrásokból is előkerült.

Megjegyezzük, hogy a „leukofillit” jellegzetes elegyrésze a leuchtenbergit, az összetet más képződményeiben is előfordul néha, pl. a magas fokon diaforizált földpátos csillámpalában és a márványban. A leuchtenbergit optikai, valamint DTA vizsgálattal határoztuk meg. A „leukofillit” kitűnően palás, a palássági felületeken cm-es amplitúdójú, 1–3 mm-es kiemelkedésű és párhuzamos lefutású barázdák figyelhetők meg. A kőzet selymesfényű, fehér, ezüstfehér, vagy gyengén limonitos színű. Elvéve 1 cm-t meghaladó pirit utáni goethit pszeudomorfózákat találhatók benne.

Fő kőzetalkotó ásványai: kvarc, muszkovit, leuchtenbergit. Járulékos ásványok: kevés szfén, rutil, klinozoit, csak a „leukofillit”-gneisz kontaktja környékén fordul elő. A kőzetkémiai elemzés szerint a fertőrákosi „leukofillit” jelentősen magasabb, 15,30%  $\text{MgO}$  tartalommal tűnik ki (a soproni: 3,78%), tehát magasabb a leuchtenbergit tartalma.

Az újhegyi fillites csillámpala alsó harmadában az alsó gneiszpad alatt és a két gneiszpad között réteges kifejlődésben, eléggé kitartóan, ( $\sim 1 \text{ km}^2$ ) maximuman 7 m vastagságú márványbetelepülések találhatók. Felszíni kibuvások

nincs, törmelék formájában sem található. Az alsó gneiszpad alatti márvány a gyengén földpátos, fillites csillámpalához kapcsolódik. Ez utóbbi néha két padra oszlik (egymástól kb. 1 m-re), ilyenkor az alsó márványpad dolomit-, a felső pad pedig kalcitmárvány. Kontaktusuk mindig nagyon éles és a befogadó kőzetben — jelenlétükre utaló — elváltozás (pl. karbonátosodás) nincs.

A márványfajtákat felépítő ásványok szemese mérete általában 0,2–0,3 mm nagyságú, tehát finomszemcsésék. Fő kőzetalkotók: kalcit, dolomit, (külön-külön és együttesen), kevés kvarc, talk, leuchtenbergit és néha aktinolit-tremolit is előfordul. Az utóbbiak nyilvánvalóan diaforézis útján keletkeztek. Jelenlétükről makroszkóposan a kőzet palás külleme tanúskodik.

### Fejlődéstörténeti és szerkezeti vázlat

A fertőrákosi metamorfitek fejlődésmenetében három jelentős fő folyamatot lehet kijelölni, amelyek döntő hatást gyakoroltak az itt feltárt kőzetfajták jelenlegi kifejlődésére, településére és kőzettani minőségére. A feltárt szelvény teljes kőzetegyüttesét, egységes felépítésű *üledékes-effuzív* sorozatnak tartjuk, mely elsődlegesen eugeozinklinálisban rakódott le. Bizonyíték lehet erre a rétegsor alján megismert többszáz (esetleg ezer) méter vastagságú Fe-Mg-ásványokban gazdag kőzettípusok (amfibolit, amfibolpala, biotitpala) jelenléte, melyek bázisos magmából, tufából, alárendelten agyagos-márgás üledékekből keletkezettek.

Az összlet középső harmada uralkodóan agyagos-iszapos-homokos képződményekből állhatott a karbonátos üledékek teljes hiányával. A rétegsor ezen szakaszába lényegesen kevesebb vulkáni eredetű anyag került. A metamorfózis során itt zömében csillámpala keletkezett, lényegesen kevesebb amfibolit- és amfibolpala betelepüléssel.

A szelvény felső szakaszának üledékes felépítését — az előző rétegsorból fokozatosan kifejlődő — arkózias homokkő és egyéb homokos lerakódások vezették be, majd ezeket szintén agyagos-iszapos üledékek követték, egy-két esetben mészkőképződéssel. Később — a rétegsor tetején — uralkodóvá vált a fokozatosan finomodó agyagos-iszapos üledék és csak elvétve keletkezett márgás vagy tufás réteg. A gyéren előforduló széntartalmú kőzetelváltozatok szerves anyagát alga eredetűnek tartjuk.

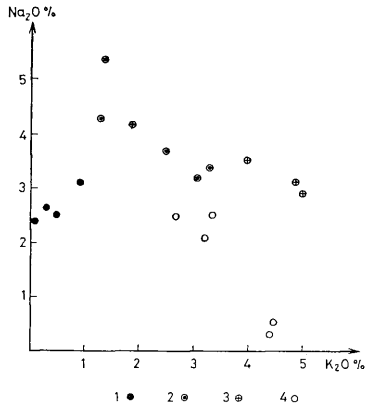
Az üledékek átalakulásából csillámpala, gneisz, márvány, finomszemű csillámpala és lencsés megjelenésben amfibolpala keletkezett.

Az összletben található grafit jelenléte minden esetben szerkezeti erősen igénybevett zónákhoz, síkokhoz kapcsolódik, következképpen a grafit tektonit.

Az üledékes-vulkanikus sorozat kőzeteinek jellege a szelvényen felfelé a bázikustól a savanyú irányában változik. Az ásvány-kőzettani változást a kémiai változás jól tükrözi. A szelvényen felfelé növekszik a kőzetfajták  $\text{SiO}_2$  és  $\text{K}_2\text{O}$  tartalma, viszont csökken a  $\text{CaO}$ -,  $\text{MgO}$ -, és összvastartalom (I. táblázat, 4. ábra).

A fejlődéstörténet második nagy eseménye a *regionális progresszív metamorfózis* volt. Ennek fáciesét — epidot-amfibolit fácies felső öve,\* — meghatározó

\* A metamorf fáciesek elhatárolásához az ESKOLA P. alapelvein épülő és a DOBRECOV N. L. et al. (1972) által továbbfejlesztett rendszerezést találtuk legalkalmasabbnak.



4. ábra. A  $K_2O$  és  $Na_2O$ -tartalom összefüggése az üde vagy enyhén diaftorizált fertőrákosi kristályospala összetet alakú kőzetekben. J e l m e g y a r á z a t: 1. Amfibolitok és amfibol-biotitpalák, 2. Földpátos csillámpalák, 3. Gneiszek, 4. Különböző mértékben földpátos, fillites csillámpalák

Abb. 4. Zusammenhang zwischen dem  $K_2O$  und dem  $Na_2O$ -Gehalt in den anstehenden Gesteinen des frischen oder leicht diaftorisierten kristallinen Schieferkomplexes von Mörbisch. E r k l ä r u n g e n: 1. Amphibolite und Amphibol-Biotitschiefer, 2. Feldspatführende Glimmerschiefer, 3. Gneise, 4. In verschiedenem Masse feldspatführende, phyllitische Glimmerschiefer

kritikus ásványok közül a minden formációban jelenlevő zöld-amfibol (hornblende) és gránát (almandin) a mérvadó. Néhány amfibolit fajtában primér metamorf keletkezésűnek tűnő klinozoizit is előfordul. A progresszív regionális metamorfózis PT-viszonyairól közvetve a pegmatoid mobilizátumok és a mikroklingneisz jelenléte tanúskodik, melyek keletkezése már az amfibolit-fácies alsó határát is jelzi. Metamorf fáciesét, ill. szubfáciesét az egyéb kritikus ásványok hiányában pontosabban elhatárolni nem tudtuk. A progresszív regionális metamorfózis korát a variasztikus hegységképződéshez kapcsolhatjuk. A kőzetfejlődés következő, későbbi szakaszában a rétegsor egyes részei, kis mennyiségű *Na-behozatal* történhetett, melynek nagyobbik része a földpátos csillámpalába és a gneiszbe jutott (4. ábra). A Na-metaszomatózis sávosan, lencsésen, legfőképpen a palásság mentén kifejlődött földpátosodást eredményezett. Az elsődleges keletkezésű földpátot savanyú plagioklász képviselhetett, jelenleg ez zárványokkal sűrűn telített albit, helyenként több generációs. A földpátosodás eredete a prealpi gránitosodással lehet kapcsolatos, azonban nincs kizárva az eredetileg grauwacke típusú üledékekből lokálisan mobilizált Na-feldúsulás lehetősége sem.

Az összetet felépítő kőzetfajták fejlődéstörténetében kiemelkedő szerepet játszott a több szakaszos és eltérő intenzitású *retrográd metamorfózis*, mely folyamat alapvetően meghatározta a kőzetek jelenlegi állapotát. A diaftorézis kora már az alpi orogenezissel azonosítható. A mélység felé növekvő diaftorézis jól szemléltető tektonikus-szöveti és metasomatikus ásványosodási bélyegeket hagyott hátra. Az előbbieken ismertetett ásványtársulás arról

A jellegzetes kőzettípusok vegyi elemzésének eredményei %-ban

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,10	50,50	43,80	52,20	58,10	61,60	60,40	67,30	74,00	78,40
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,80	2,40	1,70	0,76	0,73	0,50	0,70	0,18	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	15,70	18,30	12,70	16,90	17,00	15,00	13,60	12,60	10,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	3,80	2,30	1,20	1,10	1,60	1,40	1,90	0,98	0,47
FeO	8,00	8,30	4,90	8,50	5,30	4,10	3,20	3,50	0,74	0,86
MnO	0,07	0,33	0,04	0,13	0,07	0,08	0,07	0,07	0,01	0,01
MgO	8,00	5,20	4,00	4,80	2,30	2,00	1,80	1,00	0,89	0,20
CaO	9,60	7,80	16,10	6,30	2,50	1,70	3,80	1,40	0,61	0,62
Na <sub>2</sub> O	2,60	3,40	0,35	3,10	3,70	3,20	5,40	3,50	3,10	4,20
K <sub>2</sub> O	0,90	1,60	0,50	0,87	2,50	3,10	1,40	2,60	4,80	1,90
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,35	2,20	1,60	1,62	1,04	1,47	0,42	0,03?		
CO <sub>2</sub>	1,05	1,20	1,54	4,68	1,16	1,27	2,48	1,27	0,72	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,74	0,13	0,21	0,18	0,21	1,80	0,19	0,17	0,20
Σ	95,80	102,57	95,96	98,01	95,49	98,04	97,67	97,06	98,25	98,72

- Magyarázat:**
1. Üde, kvarcmentes amfibolit lebontott földpáttal.
  2. Amfibolit diaforizált zónákkal (+ metasomatikus albit + klinozoit + másodlagos kvarc + ferriaktinolit (?) + másodlagos biotit + kevés apatit).
  3. Magas fokon diaforizált amfibolit (+ klinozoit + aktinolit + klorit + kalcit + szfén + szulfid).
  4. Enyhén diaforizált biotit-amfibolpala lebontott földpáttal, kevés kvarccal (+ klorit + kalcit).
  5. Enyhén diaforizált biotitpala lebontott földpáttal, kvarccal, gránáttal (+ klorit + kalcit + pirit).
  6. Enyhén diaforizált kécsillámú pala kvarccal, lebontott földpáttal, gránátos (+ klorit + kalcit).
  7. Magas fokon diaforizált földpátos muszkovitpala relikttörmelékekkel (+ metasomatikus albit + másodlagos kvarc + másodlagos biotit + szericit + klorit + kalcit + apatit + szulfid).
  8. Földpátos fillites csillám-pala muszkovitos, kvarcos, kevés biotittal, gránáttal, enyhén kloritos. A felső gneiszpadban betelepült képez.
  9. Albit-mikroklín-muskovitgneisz kevés biotittal.
  10. Albit-muskovitgneisz kevés biotittal, (albitosodott?)
  11. Földpátmentes fillites kvarc-muskovitpala kloritosodott biotittal, kissé limonitos.
  - 12.\* Földpátmentes, szenes, fillites kvarc-muskovit pala. C<sub>org</sub> tartalma: 1,68%.

tanuskodik, hogy a retrográd metamorfózis elérte a *zöldpala fácies biotit-klorit szubfáciesét*.

A diaforézissel kapcsolatos tektonikus-metasomatikus-hidrotermális folyamatok egy egész sor elem mobilizációját eredményezték. Nem elhanyagolható a hirtelen nyomás-változás szerepe sem. A dolgozat keretén belül csak a rendkívül gazdag elemtársulás felsorolására szorítkozhatunk: Cu, Pb, Zn, Ni, As, Th, RF, U, Ti, P, kisebb mértékben pedig Mo, Sb, és Co, — melyek szulfidásványosodás, valamint RF—U—Th—Fe títánátok képződését eredményezte. A gazdag és szokatlan ércépző elemtársulás, — kivéve a mindenütt előforduló piritet és egy, figyelmet érdemlő kalkopirit feldúsulást, — csak alacsony koncentrációban fordul elő. Az ércesedés részletesebb jellemzése, melynek ércásványtani vizsgálatát VINCZE J. végezte és jelen munkánkban is közreműködött, csak egy külön dolgozat keretén belül oldható meg.

A diaforézis fokozatos és többlépcsős előrehaladásának kedvező feltételeket teremtett a hegységészlet intenzíven formáló, legfőképpen fellazulásokat, felaprózódásokat okozó, többszörösen ismétlődő szerkezeti hatások. A tektonikus mozgásokat három nagyobb csoportba sorolhatjuk.

Ezek megnyilvánulásának idejét is figyelembe véve, sorrendjük a következő: a) lapos palyásfű *feltolódások*, ezekkel hozható kapcsolatba az összlet kiemelkedése, mikro- és makrogyűredezettség (néhány méterig terjedően), a *fillitosodás* és részben — az eltérő fizikai tulajdonságokkal rendelkező kőzetfajták palássági kontaktusán kialakult felaprózódás; b) az uralkodó csapásiránnyal párhuzamos oldalirányú *összenyomódás*, melynek eredménye az ÉNy—DK tengelyirányú, enyhe felboltozódás és további felaprózódás; c) *meredek dőlésű*

I. táblázat — Table I.

11	12*	13	14	15	16	17	18*	19	20	21
59,80	68,20	77,00	75,50	1,11	1,38	51,30	13,10	30,20	62,40	60,70
0,92	0,36	0,07	0,10	0,01	0,01	1,20	1,80	1,20	0,10	0,05
18,60	18,10	12,50	12,20	0,77	1,00	10,70	12,20	17,90	19,50	12,10
4,10	2,70	0,75	0,64	0,55	2,50	2,00	6,00	4,00	1,30	0,77
2,50	—	1,10	0,48	0,68	4,60	4,60	4,20	7,60	0,58	1,00
0,07	—	0,01	0,01	0,22	0,66	0,20	—	0,10	0,03	0,25
1,70	0,80	0,54	0,13	5,70	16,40	6,30	—	14,10	0,82	15,30
0,28	1,16	2,00	2,00	47,10	30,00	5,90	25,20	6,00	0,86	0,01
0,50	0,50	4,90	5,10	0,53	0,55	4,00	0,10	0,25	9,10	0,22
4,50	4,40	0,75	1,40	0,05	0,20	0,83	0,10	0,45	1,30	0,30
4,18	2,66	—	—	0,60	0,10	2,90	4,47	8,41	0,13	6,53
0,44	0,10	0,88	2,09	42,80	43,50	6,60	0,20	0,39	0,83	0,44
0,06	0,03	0,05	0,05	0,10	0,05	2,30	24,20	4,60	0,54	0,05
97,65	100,49	100,35	99,70	100,22	100,75	98,83	98,37	95,50	97,49	97,72

13. Kvarc-albit pégmatoid amfibolitból. Az albit sűrűn klinozoitizárványos.

14. Kvarc-albit-muskovit pegmatoid földpátos csillámpalából. Az albit szericitzárványos.

15. Kalcit-márvány kevés dolomittal.

16. Dolomit-márvány kevés kalcittal.

A diaforézis „végtérmelei”, melyek alapközele már nem ismerhető fel (17–21. sz. minta):

17. Karbonát—szericit—albit—kvarc—klorit összetételű kőzet biotittal, apatittal, szulfiddal; kvarc-lebontott földpát—muskovit összetételű reliktumokkal. Amfibolitban települ.

18.\*Klorit—apatit összetételű kőzet kevés másodlagos kvarccal. Földpátos csillámpalában települ. 0,90% F-t tartalmaz.

19. Klorit (kb. 90% pennin) apatittal, kevés kvarccal, szericittel, szulfiddal. Földpátos csillámpalában települ.

20. Metaszomatikus albitit kevés kvarccal, szericittel, klorittal, apatittal. Földpátos csillámpalában települ.

21. „Leukofilit”: kvarc-muskovit-leuchtenbergitpala, kissé limonitos, a gneisz-földpátos csillámpala tektonikus kontaktján települ.

vetőrendszerek, melyek elsősorban a már felszínre, vagy felszínközébe jutott kristályos összletet formálták ki, ill. határozták meg sziget-jellegét. A vertikális mozgások többször felújultak, ezek közül a legutolsó pannon utáni. Végeredményben a metamorfitt összlet Ny-i, D-i és K-i lehatárolását, elszigetelt földtani helyzetét is ilyen vetőrendszer határozza meg.

Tisztázni szükséges még, hogy a Soproni-hegység keretén belül, továbbá regionális vonatkozásban az Alpok rendszerében milyen kapcsolata lehet a fertőrákosi kristályospala összletnek? Köztudott, hogy a Soproni-hegység központi részét, valamint attól K-re elhelyezkedő kisebb sziget-rögöket (Harkai csúcs, Kőhegy, Halászkunyhói rög) az Alpok durva-gneisz sorozatához tartozó képződmények építik fel (KISHÁZI P. 1974.).

A fertőrákosi területen feltárt kőzetfajták — a makroszkópos különbségeken kívül — ásvány-kőzettani összetétel, metamorf fácies és település tekintetében alapvetően eltérnek a Soproni-hegységet felépítő kőzetegyüttesektől.

A földtanilag elszigetelt helyzetű fertőrákosi metamorfitek — makroszkópos megfigyelésekre és irodalmi adatokra (FAUPL P. 1970.) támaszkodó analógiák alapján — leginkább a Wechsel sorozat kőzetfajtaival azonosíthatók, — annak legkeletibb allochton helyzetű felszíni előfordulásai, amelyekben azonban a retrográd folyamatok részben eltérő jellegűek és eltérő intenzitásúak voltak.



## Táblamagyarázat

## I. tábla—Tafel I.

1. Tömör amfibolit, félig lebontott gránáttal, kalciteres Fűrőmag felvétel.
2. Az amfibolpalák (sötét) sávos váltakozása a biotitpalákkal. Fűrőmag felvétel.
3. Tömör, gyakorlatilag kvarcmentes amfibolit, zárványokkal telített albittal, sok szfénnel. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 40 \times$ .
4. Biotitos és amfibolos sávok áríntkezése a sávos amfibolbiotitpalában. Az albit klinozoit-szericitzárványokkal telített. A biotitos sávokra (a felvétell alsó részén) magasabb kvarctartalom a jellemző. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 40 \times$ .

## II. tábla—Tafel II.

5. Kvarc-albit-biotitpala sávos-lencsés földpát feldúsulásokkal. Fűrőmag felvétel kb. természetes nagyságban. . . . .
6. Függőleges, településű, gyúrt csillámpala a migmatitok leukoszomáira emlékeztető földpát feldúsulásokkal. Fűrőmag felvétel.
7. Kvarc-muszkovit-grafitpala, gyúrt. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 40 \times$ .

## III. tábla—Tafel III.

8. Kétféle gneisz. A felvétel felső részén finoman sávos, sötét színű, csillámpalához közel álló gneisz, a felvétel alsó részén szemeggneisz. Fűrőmag felvétel.
9. Világos színű, földpátűs „csillámeres” gneisz kőzetfelvétel kb. természetes nagyságban.
10. Mikroklín-albitgneisz. Az albit szericitzárványos, a mikroklín üde porfiroblasztokban. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
11. Mikroklín-szemese gneiszben a kezdetleges albitosodás bélyegeivel. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 100 \times$ .
12. Mikroklín utáni saktktáblás albit pszeudomorfóza albitgneiszben. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 100 \times$ .

## IV. tábla—Tafel IV.

13. Fillites csillámpala finom földpátos sávözottséggel. Fűrőmag felvétel kb. természetes nagyságban.
14. Fillites kvarc—muszkovit—biotitpala kevés szericitzárványos albittal. (Betelepülés a gneiszben.) Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 60 \times$ .
15. Ua. 1 nikollal.

## V. tábla—Tafel V.

16. Albit az „amfibolittípusú” pegmatoidból, sugaras góciókban csoportosuló klinozoit-zárványokkal. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 120 \times$ .
17. Albit a „csillámpala” típusú pegmatoidból, sűrűn szericitzárványokkal telített, csak kevés klinozoit-zárvánnyal. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 120 \times$ .
18. Az amfibolit diaforitos átalakulása fokozatos átmenettel. A felvétel baloldalán üde amfibolit hornblendével, a baloldalán aktinolit—kalcit—albit összetételű diaforit szulfidokkal, szfénnel. Kőzetfelvétel kb. természetes nagyságban.
19. Részlegesen aktinolit-oszottott hornblendekristály a 18. sz. felvételen bemutatott kőzetminta középső részéből. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 100 \times$ .
20. Klorit—szericit összetételű diaforit sok szfénnel, pirrhotinos—pentlanditos ércesedéssel. Klinozoit-zárványokkal telített albitreliktumok is előfordulnak. Szövege és ásványos összetétele alapján feltételezhetően amfibolit, vagy amfibolpala átalakulásának terméke. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
21. Ua. 1 nikollal. A szulfidok feketék.

## VI. tábla—Tafel VI.

22. Aktinolit—kalcit—klimozoit összetételű diaforit amfibolitban. A főközetalkotó ásványok összenövéseket alkotnak, mintegy átszövik egymást. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
23. Ua. 1 nikollal.
24. Turmalinkiválások gránát szemcse körül, valamint annak repedéseiben a diaforizált amfibolitban. A turmalin égszínkék színű radiálisan sugaras kiválásokat alkot (turmalin nap). Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 64 \times$ .
25. Aktinolit—albit—klimozoit összetételű diaforit amfibolitban. A sugaras kristályok, illetve azok keresztmetszetei: aktinolit, az üde, poliszintetikus ikerlemezes szemcsék: fiatal albit, a megközelítően izometrikus, zárványokkal telített szemcsék: klimozoit. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 100 \times$ .
26. Fillonitosodott földpátos csillámpala szöveti képe. A felvétel közepén kvarc—albit granula. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .
27. Milonitosodott földpátos csillámpala szöveti képe. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .

## VII. tábla—Tafel VII.

28. Breccásodott kvarc iteteleplülés a magas fokon diaforizált, földpátos csillámpalában. A kötőanyagot kvarc, szericit és klorit képviselik. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
29. Mikrobreccsa a magas fokon diaforizált, földpátos csillámpalában. A törmelékanyag: kvarc, szericitzárványos albit és azok összenövésai. A kötőanyag: klorit, másodlagos biotit és szericit. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
30. Blasztokataklázás mikroözona a szericitesedett, kloritosodott, földpátos csillámpalában. A felvételen átlósan elhelyezkedő zóna közepén fiatal, üde, ikerlernezes albit és szericit. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .
31. Diaforit, melynek az elsődleges közete valószínűleg földpátos csillámpala volt. A fennmaradt reliktumkvarcon oldási és továbbnövekedési bélyegeg láthatók (tűskés kvarc). A tűskéket kvarc és leuchtenbergit képezi kevés másodlagos biotittal. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .
32. Diaforizált földpátos csillámpala. A nagy zárványos foltok: idős albit szericittel dúsan telített maradványai, mellettük kevés kvarc. A maradványok közti tereket nyalábszerű másodlagos kvarc—másodlagos albit—klorit összenövések töltik ki. A felvétel alján egy kis tűskés kvarc. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .

## VIII. tábla—Tafel VIII.

33. Diaforizált fillites csillámpala keresztaszálás szövetel. Vízszintes orientációban: finomszálás muszkovit. Átlós orientációban: széles, rövidlemezes muszkovit—klorit összenövések és kevés kvarc. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 50 \times$ .
34. Átlós orientációjú másodlagos biotit kiválás kvarc—albit—klorit—apatit összetételű elmosódottan palás szövettű diaforitban. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 40 \times$ .
35. Apatit klorittal, kevés kvarccal (kémiai elemzés: 1. táblázat. 18.). Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal.  $N = 100 \times$ .
36. Jellegzetes blasztokataklázás szövet az albitos—apatitos zónából, üde metasomatikus albittal. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .
37. Ua. 1 nikollal. A metasomatikus albitot az újabb tektonikai elmozdulások mentén klorit és apatit cementálja. Az albitit töredékek körvonalai nem élesek, mert szélüket az apatit és klorit korrodálja; néhol a belsejükben is behatol.

## IX. tábla—Tafel IX.

38. Másodlagos kvarc—másodlagos biotit—kalcit összetételű metasomatit. Helyenként kloritot és kevés üde albitot is tartalmaz. A jól fennmaradt reliktumszövet bizonyítja, hogy az elsődleges közet gyúrt, földpátos csillámpala volt. Fűrómag felvétel. A természetes nagyság  $2/3$ -a.

39. Gyakorlatilag tiszta pennis (kémiai elemzés: 1. táblázat 19.). Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 64 \times$ .
40. Metaszomatikus albitit (kémiai elemzés: 1. táblázat 20.). Vékonycsiszolat felvétel + nikollal.  $N = 40 \times$ .

### Irodalom — Literatur

- Чернецова К. Н. (1972): Информационный отчет по минералогии радиоактивных аномалий Шопронских гор и Бюксенткереста. Pécs, MÉV. kézirat.
- Добрецов Н.Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. (1972): Фашии регионального метаморфизма умеренных давлений. Изд. „Недра” Москва.
- FAUPEL P. (1970): Zur Geologie und Petrographie der Südliche Wechselgebites. Mitt. der Geol. Gessellschaft in Wien. 63. Band, 1970, S. 22—51.
- FAUPEL P. (1970): Zur Geologie des N. W. Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk)-Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 19 Bd. S. 27—70. Wien.
- FAZEKAS V., KÓSA L., VINCZE J. (1972): Szulfidos ércesedés a fertőrákosi palasziget területén. Pécs, MÉV Kézirat.
- FAZEKAS V. (1975): Kutatási jelentés az Fr-1004. sz. mélyfúrás anyagvizsgálati eredményeiről. Pécs, MÉV. Kézirat.
- FAZEKAS V. (1976): A fertőrákosi kristályos alaphegység ásvány-kőzettani jellemzése. Pécs, MÉV. Kézirat.
- FAZEKAS V., VINCZE J. (1976): A fertőrákosi kristályos alaphegység U (Th, Rf) ércesedésének ásványkőzettani és genetikai vonásai. Pécs, MÉV. Kézirat.
- FUCHS W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). JB. Geol. B. A. Bd. 108. S. 155—194.
- FYFE D. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1958): Metamorphic reaction and metamorphic facies. Geol. Soc. Amer. Mem. v. 73.
- Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шашка В. Т. (1973): Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. „Разведка и охрана недр” 1973 № 1.
- Гречишников Н. П. (1974): О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами. Геол. ж. 1974 № 1. 75—84.
- KÓSA L. (1968): Soproni hegység uránkutatásának felújítása. (19. sz. tématerv) Pécs, MÉV Kézirat.
- KÓSA L. — MAJROS GY. (1973): Soproni hegységben végzett földtani kutatások helyzete különös tekintettel a hasznosítható anyagokra. Pécs, MÉV. Kézirat.
- KÓSA L. (1973): Fertőrákosi (meggyesi) kristályospalasziget földtani és kőzettani felépítésének vázlata. Pécs, MÉV. Kézirat.
- KÓSA L. (1973): Soproni hegység kőzetekinek izotóp koráról. Pécs, MÉV. Kézirat.
- KÓSA L. (1976): Fertőrákosi Metamorfit Formáció vázlatos földtani-kőzettani leírása. Pécs, MÉV. Kézirat.
- KÓSA L. (1976): Ritkaföldfémércesedés a Soproni hegység kristályos palában. Orsz. Ritkafém Konferencia kiadványa.
- KÓSA L. (1976): A fertőrákosi metamorfit komplexum földtani felépítése. Egyetemi doktori értekezés, ELTE.
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam—London—New York.
- Омельяненко Б. И. (1972): К вопросу о формированиях и фашиях низкотемпературных околорудных метасоматитов. Сборник „I-й Международной геохим. конгресс” Т. 3, кн. 1 Москва.
- TURNER, F. I., VERHOOGEN, J. (1951): Igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill. New York.
- VENDEL, M. (1929): Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil. Die kristallinen Schiefer. Bányam. és Erdőmérőnk Főiskola közleményei.
- VENDEL M. (1969): Vétlemény Kósa László geológusnak a „Soproni hegység uránkutatásának felújítása” c. tanulmányáról. Pécs, MÉV. Kézirat.
- VENDEL, M. (1972): Über die Genese der „Leukophyllite”. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 17. 1972. 76—100.
- WIESENDEBER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose in Ostschonit der Österreichische Zentralalpen. Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt. Wien 1971. Heft 2. 344—354.

## Geologisch-petrographischer Aufbau des kristallinen Schieferkomplexes von Fertőrákos (Sopron-Gebirge, Westungarn)

Dr. L. Kósa — V. Fazekas

Der in geologischem genommene Sinne Inselcharakter des Metamorphitkomplexes von Fertőrákos ist durch seine morphologisch erhobene Lage im Vergleich zu den ihm umgebenden jungen (tertiären und quartären) Bildungen bedingt. Die kristallinen Bildungen lassen sich an der Oberfläche in einem Raum von ca. 3 km<sup>2</sup> verfolgen, davon befindet sich 1 km<sup>2</sup> in Ungarn, der Rest zieht sich in Ostrichtung auf österreichisches Territorium hinüber. Die die Insel aufbauenden Gesteine fallen in monoklinaler Lage mit einer Steilheit von 2 bis 30° in SO-Richtung unter dem Neusiedler See ein. Die Mächtigkeit der durch Schurfarbeiten erschlossenen Metamorphite erreicht 2000 m. Den Komplex bilden folgende Gesteine: Amphibolite, Amphibolschiefer, Glimmerschiefer mit kohlig-graphitischen Einlagerungen, feldspatführende Glimmerschiefer, phyllitische Glimmerschiefer und Gneise; sie enthalten Marmorlinsen und Pegmatoidkörper. Die Gneise sind durch Albit-Mikroklinalparagneise vertreten. Die feldspatführenden Glimmerschiefer, die das mittlere Drittel des Komplexes bilden, führen in gut identifizierbaren Horizonten annähernd linsenförmige Apatitkonzentrationen. Am Kontakt zwischen Gneis und Glimmerschiefer und in seiner Umgebung lagern „Leukophyllite”. Ein sehr charakteristisches Mineral ist Almandin, der

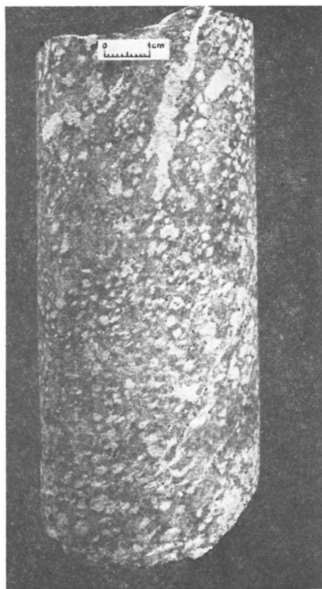
zwar mit variierender Häufigkeit, doch in jeder Formation vorhanden ist. Der allgemeine Charakter der Gesteine verändert sich aufwärts im Profil vom basischen zum sauren Charakter. Die mineralogisch-petrographischen Veränderungen werden durch die chemischen Veränderungen gut widerspiegelt. Im Profil aufwärts nimmt der  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt der Gesteine zu, dagegen verringert sich der  $\text{CaO}$ -,  $\text{MgO}$ - und der Gesamteisen-Gehalt. Der maximale  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt, mit durchschnittlich ca. 3,5%, fällt auf das mittlere Drittel des Komplexes, wo feldspatführende, gneisartige Glimmerschiefer und Gneise lagern. An manchen Stellen bilden die an die Glimmerschiefer gebundenen Feldspatanreicherungen (mit Serizit-Klinozoisiteinschlüssen gesättigter Albit) den Leukosomen der Migmatite ähnliche Formationen.

Aufgrund der vorgelegten mineralogisch-petrographischen Charakteristika muss die Schichtenfolge eine einheitlich aufgebaute, vorzüglich sedimentäre-effusive Serie gewesen sein. Die progressive regionale Metamorphose, welcher der Komplex unterzogen war, erreichte die obere Zone der Epidot-Amphibolitfazies. Altersmässig dürfte die progressive Regionalmetamorphose der variszischen Orogenese zugeschrieben werden. Der mittlere Teil der Schichtenfolge scheint von einer Na-Metamorphose von nicht so grosser Intensität getroffen gewesen zu sein, die wahrscheinlich mit präalpiner Granitisation in Verbindung stand. Den gegenwärtigen Zustand der Gesteine bestimmten mehrphasige, rückschreitende metamorphische Vorgänge, deren Effekt im unteren Teil des Profils stärker zum Ausdruck kommt. Das Alter der Diafotese kann schon mit der alpinen Orogenese identifiziert werden.

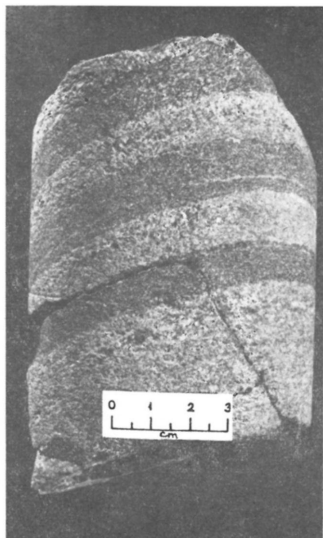
Mit der Diafotese verbundene Mineralisationen: Chloritisierung, Serizitisierung, Aktionolisierung, Klinozoisitisierung, Karbonatisierung, in engeren Zonen: sekundäre Quarz-, Biotit- und Rutilbildung sowie durch mehrere Generationen vertretene Albitumkristallisation. Ein Mineral von besonderer Wichtigkeit ist der sekundäre Biotit, der zeigt, dass die Diafotese die höher temperierte Biotit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies erreicht hat. Eine wesentliche Rolle in der Entwicklung der Diafotese hat die Tektonik gespielt. Tektonisch bedingte Texturmerkmale in den Diafortiten: Mylonitisierung, Kataklaste, Brekzierung, Blastokataklaste. In den stärker diafortisierten Zonen sind die Blasthesenerscheinungen häufig und in grosser Veränderlichkeit zu beobachten. Auf den gesteinsbildenden Mineralien beobachtet man Auflösungs- und Weiterwachstumserscheinungen. In diesen Zonen lässt das ursprüngliche Gestein sich oft nicht mehr mit Sicherheit erkennen, da von den primären Mineralien nicht einmal Relikte erhalten geblieben sind. Durch Lösungen bedingte sowie klastische Deformationen eröffnen Zufuhrwege den migrierenden Lösungen und Gase. Die Rolle plötzlicher Druckveränderungen kann auch nicht vernachlässigt werden.

Die verschiedenen Gesteinsumwandlungen, unter welchen die an die Diafotese gebundenen tektonischen-metasomatischen-hydrothermalen Vorgänge eine definitive Rolle spielten, förderten die Mobilisation einer ganzen Reihe von Elementen. Demzufolge bildeten sich in engeren Zonen mineralogisch reiche, doch konzentrationsarme Sulphid- und  $\text{TR-U-Th-Fe-Titanate}$ , Verzungen. Eine Ausnahme stellt der überall vorhandene Pyrit sowie eine merkwürdige Chalkopyritanreicherung dar.

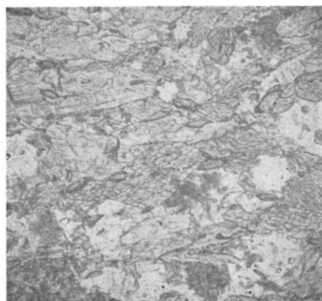
Den kristallinen Schieferkomplex von Fertőrákos betrachten die Verfasser als einen Teil der Wechselserie, in welcher die rückschreitenden Vorgänge zum Teil von unterschiedlichem Charakter und verschiedener Intensität waren.



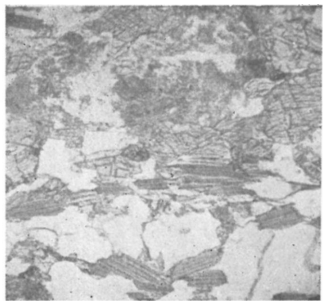
1



2

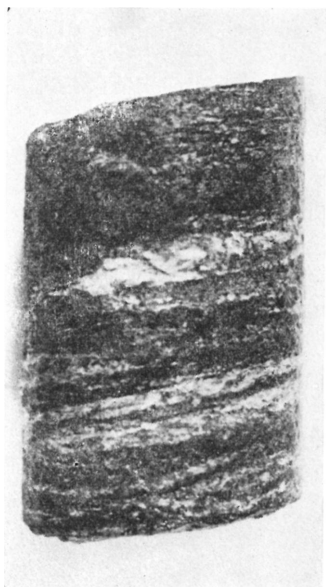


3

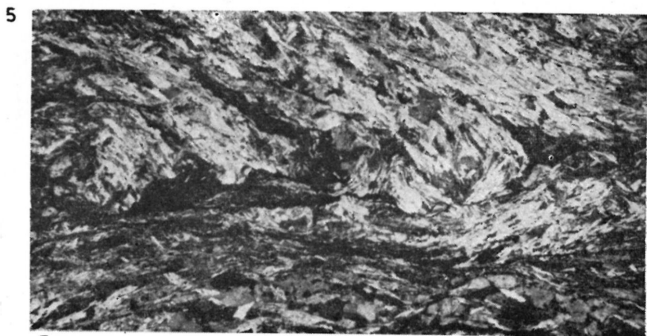


4

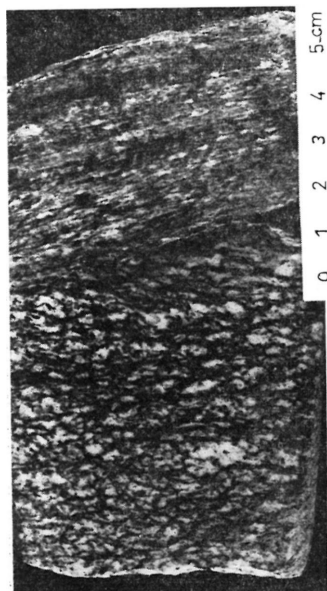
II. tábla—Tafel II.



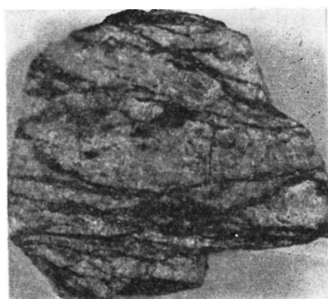
6



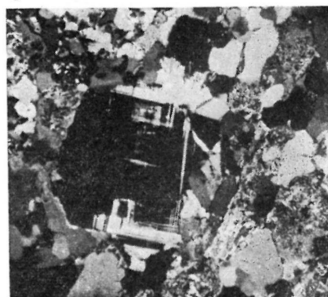
7



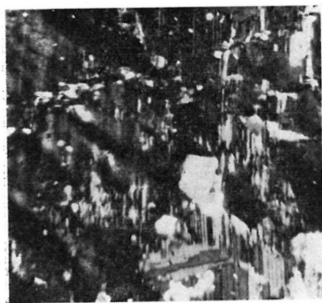
8



9



10



11



12

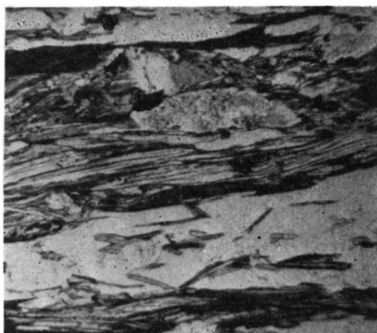
IV. tábla—Tafel IV.



13

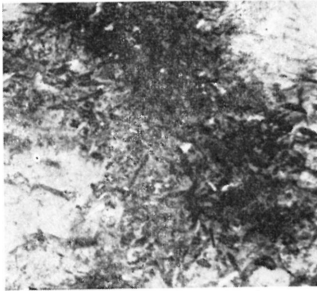


14

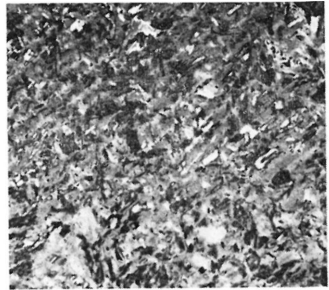


15

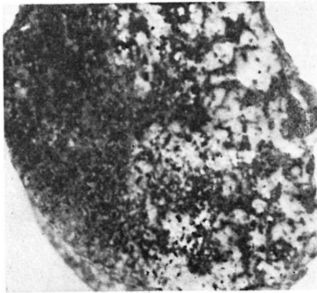




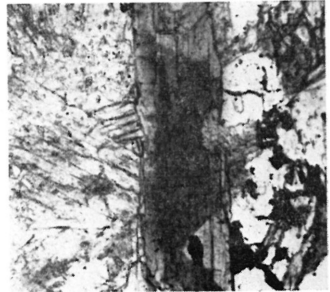
16



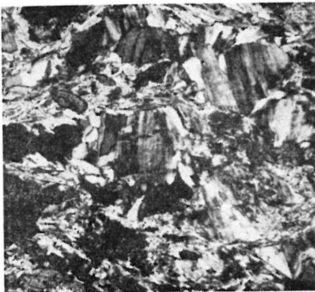
17



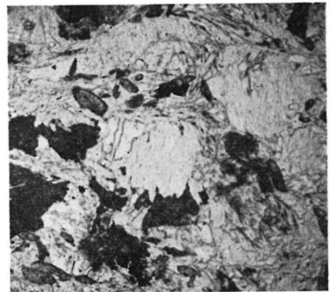
18



19



20



21

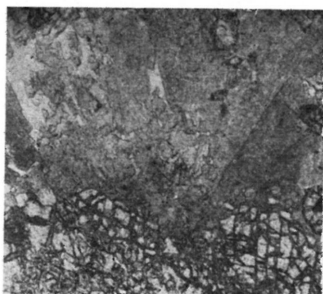
VI. tábla—Tafel VI.



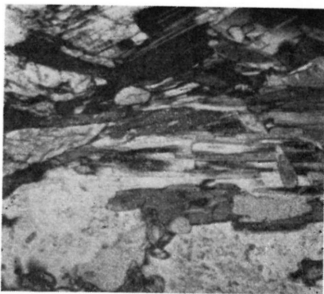
22



23



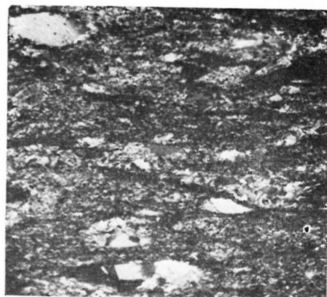
24



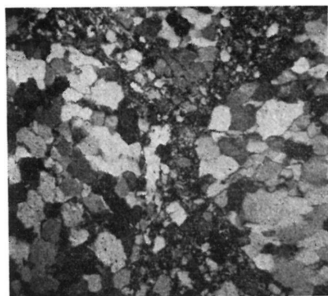
25



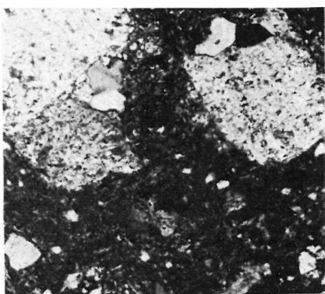
26



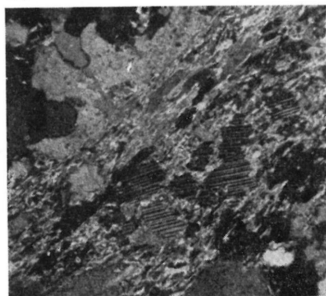
27



28



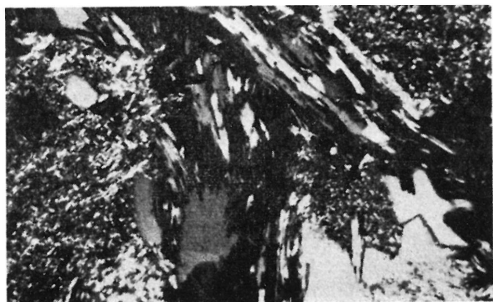
29



30

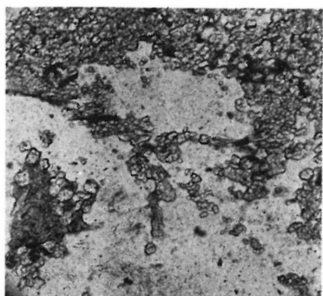
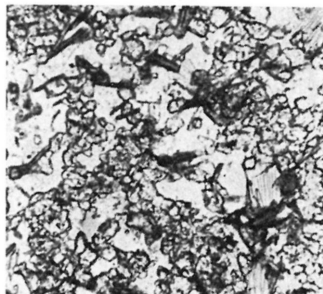


31



32

VIII. tábla—Tafel VIII.





38



39



40