

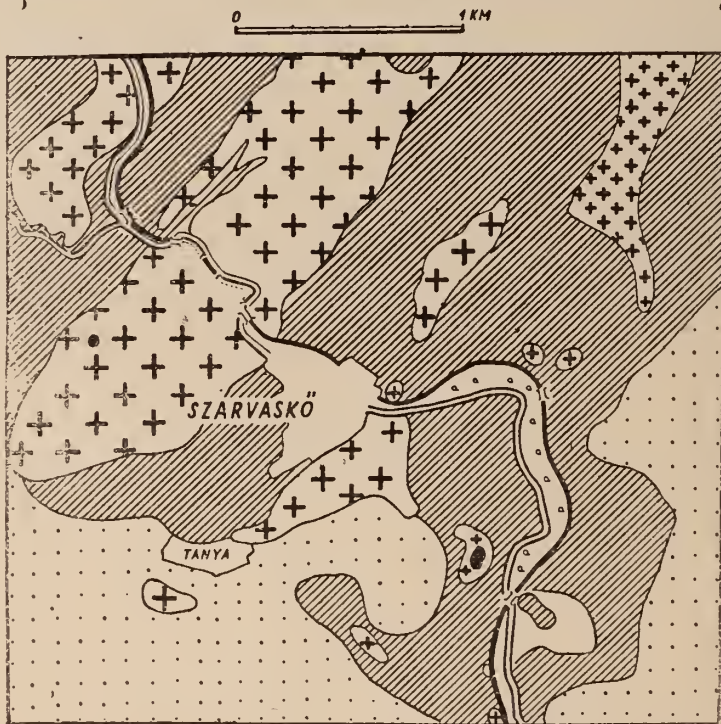
SZARVASKŐ KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

KISVARSÁNYI GÉZA






Üledékes kőzetek

Szarvaskő környékének legidősebb képződménye vitatott korú (egyesek szerint felső-karbon, mások szerint ladini) agyagpala és homokkő-összlet (21) (1. ábra). Az agyagpala igen finomszemű, tömött, néha selymes tapintású. Finom palalemezeinek vastagsága sokszor a 0,1 mm-t sem haladja meg. Nagyvastagságú összlete ősmaradványok híján tovább nem tagolható. Kőzettanilag és települése alapján két változata figyelhető meg, melyek azonban térképen nem különíthetők el.

SZARVASKŐ KÖRNYÉKÉNEK VÁZLATOS FÖLDTANI TÉRKÉPE



Készítette: KISVARSÁNYI GÉZA.

-  HARMADIDŐSZAKI ÜLEDÉKEK
-  DIABÁZ
-  GABBRÓ
-  PERIDOTIT
-  FELSŐ-KARBON? AGYAGPALA, HOMOKKŐ

a) A sötétszürke — fekete, alárendelten vörösbarna agyagpalaféleség színe finom eloszlású szenes anyagtól származik. Gyakran 30—40 cm átmérőjű és 5—10 cm vastag lencsealakú kovagumókat tartalmaz. A kovaanyag fokozatos tömörülése miatt a kovagumók az agyagpalától nehezen választhatók el. Színük a bezárt agyagpalával azonos vagy ennél sötétebb. Törési felületükön olykor apró piritsemések észlelhetők. A kovagumók belseje sem mentes a legfinomabb agyagos alkatrészeketől: képződésük valószínűleg epigenetikus. A sötét agyagpalában helyenként kisebb mangángumók is akadnak. Elválási és törési felületét gyakran limonitos, mangánoxidos hártya vonja be. Palássága nem mindenütt egyezik a rétegzettséggel. A Tardoshegy táján keresztarétegződés is mutatkozik benne, amely a palásság síkjával $5-10^\circ$ -ot zár be. Az eredeti rétegzést az agyagpala szemcsenagyságának változásai árulják el. A homokos részek uralomrajutásával az agyagpala — néhány cm-es távolságon belül — homokkőbe mehet át, a homokos és agyagos sávok határán látható ráncok az egykori vízmozgás eredményei.

Az agyagpala iszapolási maradékában csak apró, 0,01 mm nagyságrendű muszkovit-pikkelyek és kvarc állapíthatók meg.

A Földszakadásárok sötét agyagpalájából egy krinoidea-nyéltagot gyűjtöttem. Szerves eredetűnek tekinthetők a réteglapok felületén olykor tömegesen mutatkozó, szabálytalan pálcika-alakú nyomok is, bár vékonyesiszolatuk nem mutat szerkezetet s anyaguk megegyezik az agyagpalával. Sötétszürke-fekete színük egykori moszattenyészet elszenesedett maradványaira utal.

A sötétszürke agyagpalával helyenként nagyobb vastagságú pados-palás, sárgásbarna, csillámos, agyagos, vagy kovás kötőanyagú homokkő váltakozik. Szemcséinek éles, szögletes alakja vízi szállítottságra utal. Rétegeit helyenként kvarciteret harántolják. Űregeiben fejlett, sokszor 1,5—2 cm-es kisebb hőmérsékleten keletkezett kvarckristályok ülnek.

Keresztarétegződés a Földszakadásárok homokkővében is észlelhető; a palássággal bezárt hajlásszöge itt $15-20^\circ$.

A homokkőben helyenként apró, szenesedett növényi maradványok találhatóak, amelyek rostos szövete erős nagyítással jól kivehető, bár közelebbi meghatározásra alkalmatlan (7). — A homokkőnek másik, lekerékített szemcsékből álló, csillámtól mentes kvarcitszerű kifejlődését a Földszakadásárokban a vasúttól 180 méterre találtam. Kékesszürke színe és finomszemű, tömött szövete miatt a diabáz egyik fajtájával könnyen összetéveszthető.

b) A világosszürke, kékes, helyenként zöldesszürke agyagpala színe valószínűleg a néhány μ szem nagyságú, egyenletes eloszlású piritől származik. Homokkő közbetelepüléseket és kovagumókat nem tartalmaz. Szem nagysága nem ingadozó; elválási felületei simák, egyenletesek, moszat jellegű, szenesedett szerves nyomokkal. Eredeti rétegeiségének a palássághoz való viszonya nem állapítható meg; lehetséges, hogy a kettő megegyezik. 5—6 mm élhosszúságú, kockaalakú piritkristályok a magmás kőzetektől távolabb is csoportosan találhatóak benne.

Az agyagpala — homokkőcsoport legszebb feltárásban a Földszakadásárokban tanulmányozható. A világosszürke féleség itt a sötétszürke agyagpala-homokkő összletre települ (2. ábra).





A durvább és finomabb törmelékanyag eloszlását a szállítás üteme és a part-távolság szabta meg. A világosszürke, keresztarétegződés nélküli agyagpala mélyebb-vízi, partoktól távolabbi keletkezésre utal. Az üledékképződés igen sekély védettebb tengeri medencerész szeliden mozgó vízben játszódhatott le. A víz alsó rétegei rosszul szellőzöttek, kénhidrogéntartalmuk általános, de nem erős piritkiválást eredményezett. A fizikai-kémiai állapot inkább a $CaCO_3$ oldását, mint kiválását segítette elő: ezért az agyagpala-homokkő csoport még nyomokban sem tartalmaz meszet. Az agyagpalák elegyrészeinek mechanikai egyenmősége következtében a kőzetté válással kapcsolatos átalakulás tömött szövetet, helyenként kitűnő palásságot eredményezett, az eredeti anyagon azonban jóformán

115°

A FOLDSZAKADÁSÁROK SZELVÉNYE

0 50 100 m

m:h = 1:1

-  GABBRO
-  VILÁGOSSZÜRKE AGYAGPALA
-  HOMOKKŐ
-  SÖTETSZÜRKE AGYAGPALA

135°

Késtitelle - KISVARSÁNYI GÉZA 1952

ábra.

95°

AZ EMIRNYAK ÉS A VASBANYAHEGY SZELVÉNYE

0 50 100 m

m:h = 1:1

EMIRNYAK

VASÚT


EGERPATAK

MŰÜT

DENEVÉR TÁRO

VASBANYAHEGY

275°

-  GABBRO
-  PERIDOTIT
-  VILÁGOSSZÜRKE AGYAGPALA

Késtitelle - KISVARSÁNYI G.

mit sem változtatott. Részben ez az oka annak, hogy az érintkezési átalakulás is csak keskeny övre terjedt ki.

A magmás kőzetek érintkezésén az agyagpala legtöbbször csak szálkásodott. Helyenként azonban csillámos agyagpala, csillámszaruszirt keletkezett, mely erősen el is kvarcosodott. A homokkő az érintkezésen elkovásodott, és apró hematit-pikkelyek színezik vörösré. Vékony csiszolatában göthit-szerű ásvány és vas-hidroxid is kimutatható.

Schréter Z. szerint az ausztriai hegységképződési szakasz folyamán az agyagpalaösszlet izoklinális redőkbe gyűrődött, a redők tengelyébe nyomulóbázisos magma helyenként a felszínre tört, nagyrészt azonban mélységi kőzetként merevedett meg. A hegységképző erők a legnagyobb igénybevétel helyein DDK irányú pikkelyeződést hoztak létre. Az eruptív kőzetek települése ilymódon egyirányú a mellékkőzettel, a haránttelérek száma pedig csekély. Az üledékösszlet eredeti vastagsága ma már nem állapítható meg. Későbbi mozgások kisebb rögöket alakítottak ki, a peremi süllyedések mentén a harmadidőszaki tenger nyomult előre. Kréta utáni igénybevétel a magmás kőzeteket már nem préselte meg.

Magmás kőzetek

Az agyagpala- és homokkőösszletet ÉK-DNy-i irányban kettéosztó intruzió főtömegét kétoldalt párhuzamos sorokba rendeződött kisebb tömzsök és telérek kísérik. A vonulat közepét — a térszínileg is legmagasabb hátaikat — diabáz alkotja, ezt a K-i oldalon bázisosabb gabbró és peridotit szegélyezi. A kőzetfajták fokozatos átmenete jól megfigyelhető. Az eredeti gabbrómagma a különböző szintmélységekben igen változatos savanyú és bázisos kőzetfajtákra hasadt szét. A terület gabbrómagmája Niggli normálgabbroid típusának felel meg, a mészkáli-index szerint gyenge alkáli-jelleggel, amely a viszonylagos Na gazdagságból adódik. Összetételében hasonló a bodvavölgyi típushoz (20). Az eredeti magmaösszetételtől legjobban a wehrlit távolodott el az ércásványok és színes szilikátok feldúsulása miatt (9—14).

Szádeczky-Kardoss E. szerint a különféle magmás és üledékes kőzetek oxidációs foka törvényszerűen változik. A szarvaskői kőzetek mélységi típusaitól a kiömlésiek felé haladva oxidációs fokuk növekedését állapítottuk meg. E kőzetek keletkezési viszonyait erősen redukciós tér jellemzi. Kialakulásuk mélységi, illetve szubvulkáni körülmények között történhetett.

1. titánmagnetitperidotit	0,48
2. diállagamfibolperidotit	0,52
3. olivingabbró	0,66 oxidációs
4. gabbró	0,94 fok
5. szpilitdiabáz	1,10

Az eruptív vonulat mennyiségileg uralkodó kőzete a diabáz, gabbró és a peridotit.

A szarvaskői gabbró (Ujhatár-völgy és Kecsefar-hegy) zöldesszürke, feketésszürke, durvaszemű, változó szemnagyságú kőzet. Törése egyenetlen, elválása gyakran gömbös. A bázisos plagioklász mennyisége sokszor felülmúlja a színes elegyrészeket. Normaszámítás alapján: földpát 36%, színes szilikát 32%. A piroxén-félék és amfibolok mennyiségi változása legtöbbször slíresen összeshövődő és szabadszemmel nehezen elkülöníthető kőzetfajtákat eredményez. A peridotit felé való átmenetet az olivin fellépése jelzi. A gabbró serpentinisedett vagy kloritosodott; az ércásványok közül főleg ilmenitet, pirrotint és piritet tartalmaz (I. tábla, 1. ábra).

A diállag, az amfibol és biotit mennyiségének, valamint ezek szemnagyságának csökkenésével a gabbró fokozatosan ofitos vagy szemcsés diabázba megy át, amelyhez gyakran további átmenetként tömött szövétű diabázféleség csatlakozik

(színes szilikátja 20%). Ezek a kiömlési mandulaköves fajta felé alkotnak átmenetet, (ez azonban a felvételi területen nem fordul elő). A diabázban, de főképp elválási felületein gyakori a pirithintés, a mangános és limonitos bevonat.

A szemcsés vagy ofitos szövétű diabáz a jellegzetesen egymásbaszövődő plagioklász lécekről (42%), a hézagokat kitöltő színes elegyrészekről (26%) könnyen felismerhető. Külsőre egyenletesen aprószemű zöldes-színű kőzet. A színes ásványok közül az amfibol és biotit uralkodik benne (I. tábla, 2. ábra).

A tömött szövétű diabáz szabadszemmel teljesen egyneműnek látszó kékes vagy zöldesszínű kőzet, ritkán porfiros plagioklász beágyazással. Alapanyaga helyenként már kloritos elváltozást mutat, amely eredetileg bizonyosan üveges vagy finom kristályos kitöltésből állott. Színes elegyrészek (kevés augit, biotit és apró ércszemcsék) egészen alárendelten mutatkoznak benné. Ez a kőzet a legnagyobb felszíni tömegű (Rocskahegy, Tardoshegy, Majortető, Keselyűbérc).

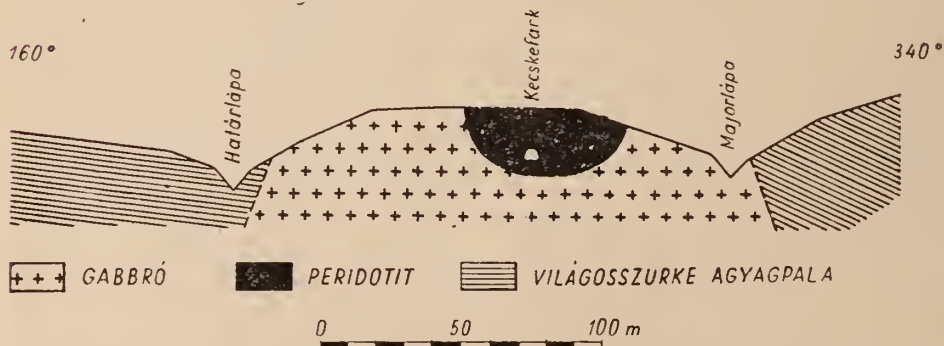
Mindkét diabáz gyakori teléres kifejlődésben is, térképen különválasztásuk azonban nem lehetséges.

A változatos ásványi összetételű dioritos kőzetek slires szegélyfáciesben és teléres kifejlődésben jelentkeznek. Helyenként nagyobb mennyiségű kvarcot is tartalmaznak. (18)

A vonulat jellemző telérkőzete a gabbró pegmatit, mely hullámoskioltású földpátból, amfibolból és kevés kvarcból áll. Az amfibol nagysága helyenként a 10 cm-t is eléri. A pegmatiton kívül gyakoriak még a prehnit-, elsődleges kalcit és albit-erek, amelyek Na-metaszomatózis és szpilitésedési folyamatok kapcsán keletkeztek. A megmerevedés utolsó szakasza során az An-molekulában gazdagabb, kevésbé állandó plagioklász elbomlott, belőle albit és kalcit keletkezett.

Az ultrabázisos kőzetek mélyebb völgyek talpán bukkannak elő. A piroxenit, amfibolit viszonylag kis mennyiségben jelentkezik. A legjelentősebb ultrabázisos kőzet, a wehrlitperidotit, csak a Vashányahegyen található. A wehrlit földpáttól teljesen mentes (M—93%), fénylő fekete-színű, nagyfajsúlyú ércőzet. A wehrlitperidotit az újhatárvölgyi gabbró folytatásába esik. A wehrlitet magábanfoglaló gabbrótömsz 270°—300° dőlésirányú, világosszürke agyagpala közé települ. A feltárások szerint sehol sem érintkezik homokkővel. Homokkő csupán az érintkező agyagpala fekvőjében van. A tömsz fedőjét és fekvőjét alkotó agyagpala a gabbrótömsz É-i és D-i oldalán eltérő helyzetű. A D-i rész átlagdőlése 270°/30°, az É-i 300°/30° (3. és 4. ábra).

A VASHÁNYAHEGY SZELVÉNYE



m · h - 1 · 1
4. ábra.

A wehrlitet a meggyűrt üledékek kisebb nyomású tereibe utat találó magma legfelső, gyorsan hűlő részeinek peremi differenciálódása hozta létre. A gabbró-wehrlittömsz üledékekhez való települési viszonya, szerkezete és alakja folytán nem lakkoltnak, hanem inkább teleptelérnek tekinthető. A wehrlitet övező gabbró-terület legnagyobb átmérője K-Ny-i irányban kb. 180 m, É-D-i irányban 250 m. A Majorlápá és Határlápá árkán túl a gabbró folytatása felszínen nem nyomozható. A gabbróból helyenként fokozatos átmenettel kifejlődő dúsabb érc tartalmú olivingabbró vékony burokként veszi körül a wehrlitet. A slires jellegű átmenet legjobban a Denevér táróban tanulmányozható.

A wehrlit-tömsz földtani helyzetének tisztázása szempontjából igen fontos a Majorlápá és Határlápá-árok természetes feltárása (5. ábra).



5. ábra.

A wehrlit-tömsz felületi és mélységi kiterjedését 6 kutatógödör, 3 kisebb-nagyobb kutatótáró és több, V e n d l A. (16) által feldolgozott és ismertett fúrás adatai teszik lehetővé.

A peridotit-test Ny felé dől. Hossza 60 m, szélessége 52 m, átlagvastagsága 20–25 m. A felszíni kibúvás méretei: hosszúság 60 m, szélesség 35–40 m. A felszíni, ellipszis alakú kibúvás nagytengelye ÉÉK–DDNy irányú. A wehrlit elvékonyodó, lencse alakú, az érc mennyisége tehát a gabbrónak csak csekély hányada, ami különben megfelel az ilyen szélső bázisos elkülönülések keletkezési körülményeinek. Az ércettest jórésze lepusztult, mai állapotában erősen összetört, repedezett, sok helyen elváltozott.

A wehrlit legjelentősebb meddő ásványa az olivin. Általában idiomorf, esetleg szabálytalanul kimart. Eloszlása nem egyenletes. A kőzet gyakran tisztán olivinből és ércásványokból áll, máskor a hézagokba piroxén-félék és barna amfibol illeszkednek. Szerpentinésedés inkább a kőzetrepedések mentén jelentős, így az olivin kristályok nagyrészt meglehetősen friss, úde. A szerpentinben apró opak ércelegyrészek észlelhetők, amelyek erősebb átalakulás esetén nagyobb tömegben halmozódtak fel és gyakran opacitos szegély gyanánt mutatkoznak (I. tábla, 3. ábra). Az ép olivinben gyakori az érczárvány, amely félig folyós állapotban történt körülzárás és részleges megemésztés miatt mindig lekerekített és mérete is kisebb, mint a többi elsődleges ércszemcse.

A piroxén-félék közül legfontosabb elegyrész a diallág; az augit és a titánaugit kevesebb. Többnyire rövid táblák, oszlopok, széles átmetszetek. Augit-iker ritka. A kristályok csak részben idiomorfok. Az augit, a titánaugit és a diallág belsejében szinte mindig vannak foszlányszerű érczárványok. Ezek részben szerpentinésedőkor, részben szételegyedéssel keletkeztek. Az augit-félék amfibollá történő átalakulása igen elterjedt, szerpentinésedés, kloritosodás ellenben ritkább jelenség (I. tábla, 4. ábra). Az augitból helyenként diopszidszerű ásvány keletkezett.

A barna amfibol egy része a piroxén-félékből jött létre. Körvonala a későbbi kialakulásból eredően mindig idegenalakú. Zárványai: gyakori érc, olivin, piroxén.

Bár a wehrlitnek legnagyobb méretű elegyrésze, mégis némelykor nagyon alárendelt. A kőzetben igen kevés apró aktinolitrost is felismerhető (II. tábla, 5. ábra).

Az ércásványok vizsgálata

A wehrlit ércásványai között a fémoxidok uralkodnak, azonban — különösen genetikai szempontból — a szulfidoknak is nagy jelentőségük van. Az ércelegyrészek eloszlása egyenletes. Ritkán nagyobb összefüggő csoportot alkotnak vagy szalagos kialakulásúak. (II. tábla, 6. ábra). Az ércmikroszkópi vizsgálat alapján tulajdonképpen két ércgeneráció különíthető el:

a) folyósmagmás hőmérsékleten történt kiválás, cseppalakú nehézfém-szulfidokkal és nagy idiomorf fémoxidokkal.

b) pneumatolitos állapotfeltételekre utaló, idegenalakú, fémoxidos képződmények, melyek részben az elsődleges színes szilikátokból, vagy a korábban kivált ércásványokból keletkeztek.

A kőzettani és ércmikroszkópi képből a különböző elegyrészek kiválási sorrendjének összefonódása olvasható ki:

folyós

szulfid pirrhotin, pentlandit? kalkopirrhotin, kalkopirit
- ilmenit, magnetit

folyós

ilmenit, magnetit, olivin
szilikát ilmenit, magnetit, diallág, augit
oxid diallág, augit, amfibol

pneuma-

tolitos ilmenit, magnetit, amfiból, szerpentin, klorit.

termékek

Az erősen bázisos magma benyomulásakor az első kiválási termékek kétségtelenül a nehézfém-szulfidok, amelyek szegregációval különültek el. A szulfidos ásványok a wehrlitben önállóan nagyobb mennyiségben nem találhatók, majdnem kivétel nélkül az ilmenit és magnetit zárványai (17). Ritkán meddő szilikátásványban is vannak. Mennyiségük helyenként dúsabb, de ilyenkor is legfeljebb az érc 1—2%-át teszik ki (II. tábla, 7. ábra). A szulfidos ásványok közül leggyakoribb a pirrhotin és kalkopirit. Egészen alárendelten, főleg szét-elegyedési képletként, kalkopirrhotin és pentlandit is kimutatható. A szulfidos olvadákeseppek CuS és FeS alkotrészei a genetikai viszonyok ill. állapotjelzők szerint különböző arányok szerint társulhatnak. A teljes aránysor:

				$CuS : FeS$
kalkopirit	$CuFeS_2$	$CuS + FeS$	1 : 1	100 : 100
valleriit	$Cu_3Fe_4S_7$	$3CuS + 4FeS$	3 : 4	75 : 100
cubanit	$CuFe_2S_3$	$CuS + 2FeS$	1 : 2	50 : 100
kalkopirrhotin	$CuFe_4S_5$	$CuS + 4FeS$	1 : 4	25 : 100
pirrhotin	FeS	FeS	0 : 1	0 : 100
pentlandit	$(Fe, Ni)S$			

A wehrlitben a fenti sorozat két tagját (valleriit, cubanit) nem sikerült megfigyelni, a többiek közül a pirrhotin uralkodik, utána a kalkopirit a leggyakoribb. (17.)

A pirrhotin általában egynemű cseppcsekék alakjában jelentkezik. Visszaverődési színe világos barnássárga, élénk anizotrópiájú, $K(OH)$ -val étetve pozitív. Étetés után gyenge szerkezeti nyomok észlelhetők. Az egynemű pirrhotin-cseppcsekék kivül elég gyakori az olyan vasszulfid-szemecske is, amelyben kalkopirit-kalkopirrhotin és pentlandit szételegyedést tapasztalhatunk. Az ilyen cseppcsekék belüli a szételegyedési tagok fokozatos szín- és reflexiós átmeneteket mutatnak a

két szélső tag, a barnás árnyalatú világosabb pirrhotin és a gyengébb visszaverőképességű, sárga kalkopirit között. Részletesebb vizsgálat meglehetősen nehéz, mert a szételegyedési testek nagysága a legnagyobb nagytítással vizsgálható méretek határán van. A pirrhotinra néhol — különösen a szegélyein — pentlandit-szerű kis szételegyedési képletek jellemzőek. Ezeknek a pentlandit „lángocskák-nak” a mérete olyan csekély, hogy a reflexiós színük alapján egész biztosan nem lehet őket meghatározni. Mégis pentlanditra utalnak a következő jelek: HNO_3 -as étetésre igen gyenge reakció jelentkezik; forró HCl -val étetést nem kapunk; viselkedésük izotrop. Olajimmerzió és erős nagyítás használata esetén a pirrhotinban keményebb, tompa színhatású és világosszínű, lágyabb részekből álló finom lemezesség tűnik elő. Ezeket a finom ú. n. α és β lemezeket már Schueiderhöhn és Van der Veen észlelték. Mibenlétük illetve keletkezésük okainak felderítése még vitás. Ramm, Dohr (23) szerint a jelenséget a kéntartalom különbsége okozza (II. tábla, 8., III. tábla, 9. ábra).

A kalkopirit apró, kerek vagy pálcika alakú testecskéket alkot a pirrhotinban, de magánosan is előfordul. Bireflexió és anizotrópia levegőn vizsgálva a méretek csekélyisége miatt nem mutatkozik; olajimmerzóban csekély anizotrópia észlelhető. $K(OH)$ -val étetése negatív. Ezek alapján a sorozat többi tagjaitól jól elválasztható.

Az első kiválásként elkülönült szulfidokat ilmenit és magnetit zárta körül. Az apró szulfidcseppek mint „kristálycsírák” szerepeltek a további ércásványok kiválásánál. Az ilmenit és magnetit kiválása már alacsonyabb hőmérsékletig nyúlt le és elérte a szilikátokét, sőt az olivin kiválása már be is fejeződött, amikor az oxidos ércásványok még tovább kristályosodtak. Az olivin helyenként felémésztette az ércszemek egy részét.

Az ilmenit és magnetit együttes mennyisége eléggé állandó és a kőzetnek közel 25 térfogat-százalékát teszi ki. A két ércásvány aránya erősen ingadozik; általában az ilmenit van túlsúlyban: mennyisége többszörösen meghaladja a magnenitét. A titánvasérc színe mikroszkóppan szürkésfehér, kissé rózsásbarna árnyalattal, a magnetithez erősen hasonló. Reflexiós szín alapján a két ásvány biztosan csak olajimmerzióban választható el. Az olivin után kristályosodott ércszemek kivételével az ilmenit általában sajátalakú, vagy kissé korrodált. Csizolatfelülete általában gödrös, rücskös. Az ércszemek belseje szételegyedés hiányában egyneműnek létszik, legfeljebb egy-két szélesebb ikerlemez mutatkozik. HF kivételével semmiféle étetőszer nem támadja meg a szokásos étetési időn belül. cc. HCl -val kb. 1 órai kezelés után a megmart részek mellett ép lemezrendszer tűnik elő.

A magnetit mennyisége alárendeltebb. Hasonlóképpen idiomorf, gyakran kimart. A hematit-ilmenit, magnetit-ilmenit szételegyedésnek semmi nyoma. A magnetit fizikai tulajdonságai kémiai összetételétől függenek, ami a vizsgált ércásványoknál is észlelhető. A rendes összetételű magnetitet 2—5 sec után a cc. HCl általában megtámadja. A wehrlitben lévő magnetit túlnyomó részén forró cc. HCl , királyvíz pedig még 10 percnyi kezelés után sem idéz elő étetési nyomokat. Az esetleg reagáló magnetit-kristályokon is csak csekély hatás észlelhető. Rendellenes a magnetit fénytani viselkedése is: gyöngye anizotrópia gyakran megfigyelhető. Általában szín és bireflexió, valamint az étetőszerekkel való viselkedés szempontjából fokozatos átmenetek vannak a magnetit és ilmenit között. Ilymódon feltételezhető, hogy tulajdonképpen a wehrlit magnetitjeinek nagyrésze kényszerszerkezetű titanomagnetit, amelynek a szételegyedése a viszonylag gyorsabb lehűlés miatt nem következett be, illetve nem nyert mikroszkópi méreteket.

Ezek a teleptani jelek is arra utalnak, hogy itt nem kezdeti (iniciális), gyűrődés előtti magmás működéssel van dolgunk, hanem gyorsan lezajlott, színorogén benyomulásból eredő folyós-magmás telepképződéssel. A kristályosodás során nem volt elegendő idő a szulfidos-oxidos és szilikátos olvadék nehézségi elkülönülésére. Általában a szilárd szerkezetű oxidok a lehűlés során már

nem elegyedtek szét, ugyanakkor a szulfidcseppeken belül további szétválások következtek be.

A színes szilikátok kiválása után az autohidratációval kapcsolatban az ércképződésnek pneumatolitos állapotfeltételekre utaló második fázisa kezdődött, amelynek terméke gyakorlatilag teljesen alárendelt ugyan, de genetikai szempontból nem hanyagolható el. A második ércgeneráció eloszlása egyenlőtlen, főleg a jobban kialakult mikro-övekre szorítkozik. Az ilyen eredetű aprószemcsés érc-halmazokat mindig idegen alakú kristályok alkotják, melyek zárványként, főleg diallagban és szerpentinisedett olivinbe zárt hálózatos-foszlányszerű képletekben jelennek meg. A másodlagos apró ércszemek keletkezése főleg kétféle folyamatra vezethető vissza:

1. Színes szilikátok elbomlása, valamint az olivin szerpentinisedése folytán a szerkezeti átépítődésből maradtak vissza.

2. Megemészített és szétroncsolt elsődleges ércek foszlányai (III. tábla, 10., 11. ábra).

A szarvaskői wehrlit Ti és V tartalma műre való koncentrációt jelenthet. A Ti nemcsak ilmenithez, hanem titanomagnetithez és a titánaugithez is kapcsolódik. De nemcsak a wehrlitnek, hanem egyes más gabbrófajtáknak is jelentős Ti tartalmuk van.

A vanádium átlagos mennyisége a wehrlitben Földvárin é adatai szerint 0,14%. Mivel folyósmagmás kiválásokban a V a Ti -t is helyettesítheti, így a feltételezhető coulsoniton kívül főképp a titanomagnetitben és az ilmenitben is rejtőzhetik. A V -hordozó ásványokat ércmikroszkóppal megkülönböztetni nem lehet. Közlelbbi támpontot a wehrlit laza anyagából elektromágneses úton és nehéz folyadékkal elkülönített oxidos ércásványok vizsgálata nyújtott. Az elektromágnessel elkülönített minta kémiai és színeképelemzése Földvárin é szerint :

TiO_2	53,5%
V	0,2
Ni	nyom látszik, becslés szerint max. század %
Mn	észlelhető
Co	gyenge nyom
Mo	gyenge nyom
Sn	bizonytalan
As	gyenge nyom
Au, Pt, Be, Pb	—

A teljes anyaghoz, vagyis az ép wehrlithez képest a szétkülönített minta Ti -tartalma ötszörösre, V -tartalma máfélszeresre dúsult. Kétségtelen tehát, hogy a vanádium nemcsak az említett ércásványokban, hanem a sötétzilikátokban is, így főleg az augitban rejtőzhetik. A Ti -nak és V -nak az ércetestben és a kísérő gabbróközetekben való mennyiségi eloszlásáról még nincsenek pontosabb adataink.

A wehrlit átlagos kémiai összetétele (a Kohászati Kut. Int. szerint):

SiO_2	30—33%	Fe	24—26%
Al_2O_3	1,5—3,0%	Ti	6%
CaO	4—5%	V	0,16%
MgO	14—15%	Mn	0,4—0,5%

Feltételezhető, hogy a szarvaskői gabbróterület üledékkel takart részén esetleg nem is nagy mélységben a wehrlithez hasonló peremi elkülönülési termékek rejtőznek. Mivel a peridotit mágneses és elektromos tulajdonságai eléggé különböznek a gabbrótól, indokolt geofizikusokkal munkaközösségben a terület teljes földtani átkutatása.

IRODALOM — LITTÉRATURE

1. Szabó J.: Heves és Külső-Szolnok megyék földtani leírása. — 2. Szabó J.: Wehrlit Szarvaskőről mint összetett kőzet. Földtani Közöny I. 1871. — 3. Szabó J.: A wehrlit Szarvaskőről. Földt. Közl. VII. 1877. — 4. Kalecsinszky S.: Egy szarvaskői amfibol kémiai elemzése. Földtani Közl. XII. 1882. — 5. John C.: Wehrlit (Diallagperidoitit) aus der nördlichen Umgebung von Erlau in Ungarn: Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. LVII. 1907. — 6. Pálffy M.: Szarvaskői wehrlittömsz. Földtani Közl. XL. 1910. — 7. Schréter Z.: Eger környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1912. — 8. Schréter Z.: A Bükk-hegység geológiája. Vitaülések 1940—43. — 9. Szentpétery Zs. — Emszt K.: A gabbromagma diff. termékei Szarvaskő vidékén. Földtani Közl. LVI. 1927. — 10. Szentpétery Zs.: Petrokémiai adatok Szarvaskő vidékéről. Földtani Közl. XVIII. 1929. — Szentpétery Zs.: A bükkhegységi gabbrotömeg közeteinek magmatikus képződése. Math. és Term. Értesítő XLIX. 1933. — 12. Szentpétery Zs.: Magmahasadási és érintkezési kőzetek Szarvaskőről. Földt. Közlöny LXV. 1935. — 13. Szentpétery Zs.: Titanomagnetithältige Gesteine der Vaskapugegend vom Bükkgebirge in Ungarn. Acta Litt. et Scient. VI. 1937. — 14. Szentpétery Zs.: A Bükkhegység ultrabásitjai. U. o. VII. 1939. — 15. Szentpétery Zs.: Piroxenit Szarvaskőről Math. és Term. tud. Ért. 1940. — 16. Vendl A.: A szarvaskői wehrlitről. Math. és Term. Ért. LVIII. 1939. — 17. Papp F.: Néhány szarvaskői ásványról. Math. és Term. Értesítő LVIII. 1939. — 18. Papp F.: Adatok — magyarországi dioritok ismeretéhez. 1925. Disszertáció. — 19. Mezősy J.: A borsodi Bükkhegység közettartományi helyzete. Acta Szegediensis. 1950. — 20. Pantó G. — Földváriné Vogl M. Nátrongabbro a Bódva-völgyben. Földt. Int. Évk. 1950. — 21. Balogh K.: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 1950. — 22. Szébenyi L.: Mikrotektonikai megfigyelések a Bükkhegység déli palavonulatában. Földt. Közl. 1951. — 23. Ramdohr P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 1950.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLICATION DES PLANCHES

I. tábla

1. Középszemű gabbro. Sajátalakú serpentines olivin és augit, léces plagioklászok 1 : 8 + N.
Gabbro à grains moyens. Olivine serpentinisée et augite idiomorphe, lamelles de plagioclases 1 : 8 + N.
2. Ofitos szövétű diabáz, léces plagioklász, augit, érc 1 : 8 || N
Diabase à structure ophitique, plagioclase lamellé, augite, minerai 1 : 8 N ||.
3. Wehrlit. Sajátalakú olivin ércásványokkal. Az olivin után keletkezett ilmenit átalakú. 1 : 24 || N.
Wehrlite. Olivine idiomorphe avec des inclusions de minerai. Ilménite xénomorphe après olivine 1 : 24 N ||.
4. Diallagban szételegyedett ilmenit-szemcsék orientáltan helyezkednek el 1 : 60 || N.
Des grains d'ilménite dispersés dans la diallage prennent une situation orientée 1 : 60 N ||.

II. tábla

5. Serpentin ér wehrlitben 1 : 8 || N.
Veine de serpentine dans de la wehrlite 1 : 8 N ||.
6. Wehrlit ércmikroszkópi képe 1 : 96 || N.
Image isomicroscopique de la wehrlite 1 : 96 N ||.
7. Pszeudohatszögös ilmenit szulfidcseppel 1 : 96 || N.
Ilménite pseudo-hexagonale avec goutte de sulfure 1 : 96 || N.
8. Pirrhotin-csepp ilmenitben 1 : 210 || N.
Goutte de pyrrhotine dans de l'ilménite 1 : 210 N ||.

III. tábla

9. Pirrhotin α és β lemezek és pentlandit szételegyedés 1 : 610 + N Olaj immersio.

Ségrégation de lamelles α et β de pyrrhotine et de pentlandit 1 : 610 + N immersion à l'huile.

10. Az ilmenit az első, az apró foszlányos érc a második érces fázis terméke 1 : 130 || N.

L'ilménite est le produit de la première phase de la minéralisation, les petits lambeaux de minéral se sont formés dans la deuxième phase 1 : 130 N ||.

11. Ikerszerű pirrotin-csepp magnetitben 1 : 210 + N.

Goutte de pyrrhotine à apparence maclée dans de la magnétite 1 : 210 + N.

Г. Кишваршани :

Верлит из д. Сарвашко

В глинисто-сланцевой и песчанистой свите в д. Сарвашко можно различить разные горные породы на основании их развития и условий залегания.

Магматические породы, прорывающие в осадочную свиту, показывают на синорогенетическую интрузию согласно их внешней формы и свойств минералов. Магматическое тело является обыкновенным габровидным типом, однако вследствие относительного богатства в Na, слабо щелочного характера. Его важнейшим дифференциальным продуктом является верлит-периодотит из д. Вашхедь.

Верлит — это горная порода, считающаяся рудами Fe и V с значительным содержанием кремнекислоты; в его минеральный состав входят: ильменит, титаномагнетит и магнетит. С точки зрения происхождения его значительными минералами являются: пирротин, халкопирит, халкопирротин и пентландит.

Можно положить, что путем магнитных и электрических исследований вскрыются новые обогащения руды, подобные верлиту.

La wehrlite de Szarvaskő

par G. KISVARSÁNYI

Dans la série des couches de schistes argileux et de grès de Szarvaskő l'on peut distinguer plusieurs espèces de roches, de développement et de stratification différents.

L'apparence des roches magmatiques intruses dans la série des roches sédimentaires et leur constitution minéralogique indiquent une intrusion synorogène. Le magma de base est du type gabbroïde commun, à caractère faiblement alcalin par suite de sa richesse relative en sodium. Son produit de ségrégation ultrabasique le plus important c'est la wehrlite — péridotite du mont Vashegy.

La wehrlite est une roche de titane et de vanadium à haute teneur en silice; ses minéraux les plus importants au point de vue pratique sont l'ilménite, la titano—magnétite et la magnétite, mais au point de vue de la genèse il faut encore mentionner la pyrrhotine, la chalcopyrrite, la chalcopyrrotine et la pentlandite.

L'on peut admettre qu'à l'aide de la prospection magnétique ou électrique on puisse encore révéler des enrichissements analogues à la wehrlite.