

## JAROSIT-KÖTŐANYAGÚ HOMOKKŐ A SZENDRŐI-HEGYSÉG DK-I PEREMÉN

Dr. JÁMBOR ÁRON

**Összefoglalás:** A Szendrői-hegység paleozóos rétegeire diszkordánsan települő pannóniai alapréteg a hegység DK-i peremén két feltárásban nagyobb mennyiségű jarositot tartalmaz. A vizsgálatok a jarosit diagenetikus vagy epigenetikus képződését valószínűsítik.

Egy a Szendrői-hegységben gyűjtött pannóniai homokkőminta vizsgálata közben feltűnt annak sárga kristályos anyagból álló, szokatlanul nagy mennyiségű kötőanyaga. A homokkőből kiszabadított ásványokat M a u r i t z B. professzor határozta meg. Meghatározása, majd K o b l e n c z V. DT-vizsgálata, a kötőanyag jarosit voltát bizonyította.

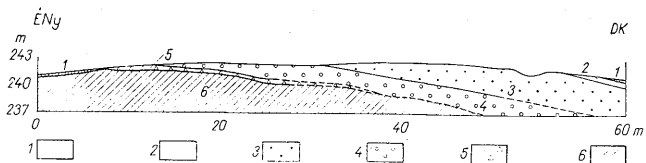
Mivel a jarosit nagyobb tömegű előfordulás esetén szulfát- vagy káliumnyersanyag lehet, érdemesnek látszott a minta lelőhelyének és környezetének további megvizsgálása. Indokoltá tette ezt az a tény is, hogy tudomásom szerint a jarositot eddig homokkötőanyagként sehonnan sem említették. Ismert előfordulásai általában szulfidos érctelepek oxidációs zónájához kapcsolódnak. Ennél fogva az Irota környéki előfordulás keletkezési körülményeinek tisztázása tudományos szempontból is fontosnak látszott.

A Szendrői-hegység paleozóos képződményeit Szakácsi, Irota és Ganda vonalától D-re pannóniai rétegek fedik. Ezen a területen az alaphegység finomtörmelékkes eredetű, fekete szericitpala, vegyi eredetű sötétszürke mészkő- és kovapalarétegekből áll. A sötétszínű kőzetekben üledékes, illetőleg diagenetikus pirit apró kristályai gyakran megfigyelhetők. A pannóniai rétegek általában közvetlenül ezekre a meggyűrt és meredekre állított ókori képződményekre, helyenként pedig a pannon előtti lepusztulásból visszamaradt szarmata gömbzárványos riolittufára települnek. A nagy területeket borító pleisztocén rétegek alsó része sötétvörös, felső része sárgás-vörös agyag.

A területen két helyen mutatkozik jarosit. Az egyik Irotától DK-re 1 km-re, 253,4  $\Delta$ -tól ÉK-re 250 m-re, a másik Gadnátlól ÉNy-ra 250 m-re, a Nagyvölgy Ny-i oldalában levő homokgödörben van. A két feltárás egymástól légvonalban 2700 m-re esik. A jarositot mindkét lelőhelyen az alaphegységre közvetlenül rátelepülő aprókavicsos és homokos pannóniai alsó szint rétegei tartalmazzák. Az alaphegység szericitpala-rétegei az irotai előfordulásban közvetlenül észlelhetők. Gadnán ellenben csak az alaphegység közeli (250 m) kibúvásából következtethetjük, hogy a homokgödör is a pannóniai alsó szintet tárja fel. Mindkét feltárás alján 1—2 m vastag aprókavics felett néhány méter vastag középszemű homokkő következik. Ezek a rétegek mindkét helyen jarosittartalmúak. A felettük települő apróbb szemű homok már nem tartalmaz jarositot. Irotán a finomabb homok felett még egy félméter vastag szürke agyagréteg is fel van tárva (1. ábra).

A két feltárás kőzeteinek részletesebb vizsgálata a jarositos rétegek törmelékkes anyagának azonosságát bizonyítja. Az aprókavicsos üledék főleg metamorf kvarc, alá-

rendeletben szürke kovás szericitpala- és fekete szericitpalakavicsokból áll. E két utóbbi kőzetfajta a paleozoós alaphegységéből származik. Elvéve akad egy-egy fehér riolittufakavics is. A kavicszemek legfeljebb 8 mm, általában 3—4 mm átmérőjűek. A homok összetételében ugyanezek a kőzetszemcsék vesznek részt, mennyiségi megoszlásuk azonban más. A kvarc- és a muszkovitzszemcsék mennyisége lényegesen nagyobb, a Szendrő-hegységéből származó szemcsék mennyisége kisebb, a riolittufa-szemcsék száma viszont megnövekedett. Emellett a homokmintákban elenyésző mennyiségű nehézasvány is felismerhető. Mindkét feltárás homokrétegei keresztrétegzettek. A gadnai homokgödör kavicsrétegeinek alján durva (2 cm átmérőjű) szürke agyagkavicsok láthatók. Ezekből a jellegekből megállapíthatjuk, hogy a jarosított tartalmazó rétegek azonos körülmények között, olyan



1. ábra. Az irotai jarosítelőfordulás vázlatos földtani szelvénye. Magyarázat: 1. Holocén talaj Pannónia; 2. Szürke agyag, 3. Jarosított homokkő, 4. Jarosított kötőanyag nélküli apró kavics, 5. Limonitos szericitpala törmelék, Devon (?); 6. Szericitpala és mészkő.

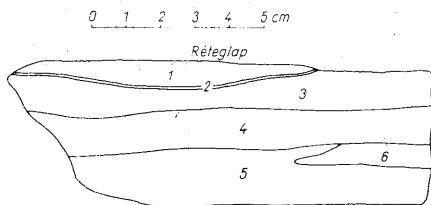
Рис. 1. Схематический геологический профиль месторождения ярозита в с. Ирота, ОБЪяснен я: 1. Голоценовая почва. Паннон; 2. серая глина, 3. ярозитовый песок, 4. мелкие гальки, ярозитовые и без цемента, 5. обломки лимонито-серцитового сланца. Девон; 6. серцитовый сланец и известняк.

sík partvidéken üledtek le, amely gyakran szárazra került (agyagkavicsok): így, hol folyóvízi, hol pedig állóvízi üledékképződés történt. A két feltárás kőzeteinek jarosítottartalma erősen különbözik. Az irotai feltárásban sokkal több a jarosítottanyag. Itt az ásvány kristályhalmazokat alkot. A gyantasárga, átlátszó jarosítókristályok nagysága 0,05—0,5 mm között változik, általában azonban 0,1 mm. Felismerhető rajtuk a (0001) bázislap, a  $R$  romboéder és az (10 $\bar{1}0$ ) forma 4—5 lapja. (Goldschmidt táblázatában ez a jarosított-kristályalakzat már megtalálható.) A kavics jarosítottanyaga olykor a hézagterefogat legnagyobb részét kitölti. Kristályhalmazait többnyire a kavics- és homokszemcsék között helyezkednek el mint a tapadó- és a szögletvíz. Az irotai feltáráson belül is erősen különböző jarosítotttartalmú szintek vannak. Egy rétegen belül állandóbb a jarosított mennyisége, mint az egymás felett települő rétegekben. Az irotai feltárás homokrétegeinek felső részén a jarosított utólagos kioldódását állapíthatjuk meg a homokkő jellegeiből (2. ábra). A „meddő” homok szemcséit kis mennyiségű vörössárga Koblenz V. DT-meghatározása szerint illites agyag kerzeji be.

Ezen jellegek alapján megállapíthatjuk, hogy a jarosított nem törmelkes elegyrészként került a kőzetbe. Keletkezhetett tehát szingenetikus vegyi kiválásként, a törmelék-üledék képződése közben, vagy a leülepedés után, de a felszínre kerülése előtt. A felszínre kerülés előtti keletkezést az bizonyítja, hogy a jelenleg felszínen levő rétegek jarosítottjának limonittá alakulása általánosan megfigyelhető. Hogy üledékképződés utáni vegyi kiválásról van szó, bizonyítja az a néhány kvarc- és szericitpalaszemcse is, amelyek vékony (0,1 mm) repedéseinek falán egy-egy jarosítottkristály volt megfigyelhető. Olykor mikroszkópikus erecskét kitöltve jelenik meg a jarosított a szericitpala anyagú kavicszemcsében. Ezekbe a vékony hasadékokba úgy, mint a szemcsék közötti szögletekbe, nyilván oldat alakjában jutott el a jarosítottanyag s ott a kellő töménység elérése után kikristályosodott.

Mindezek figyelembevételével a jarosít kötőanyag keletkezése a következőképpen képzelhető el: az aprókavics — és homok —, valamint az ezeket fedő agygrétegek lerakódása után a vízből még szigetként kiálló paleozóos alaphegység rétegeiben levő pirit mállani kezdett. A képződött szulfátos oldat a kavics- és homokrétegekbe került, itt a kevés agyagos alkotóval és K-tartalmú horzsakötőrmelékekkel reakcióba lépve, jarosit keletkezett. A jarositkiválás valószínűleg csak a rétegek későbbi, lassú víztelepedése folyamán történt meg. A töményedés lassú voltát a kristályok fejlettsége bizonyítja.

A gadnai feltárás jarositosodása az irotaiétól némileg eltér. A gadnai rétegek — az irotaiakhoz képest — csak harmadrésznyi jarositot tartalmaznak. A jarosit nem kötőanyag-



2. ábra. A jarositos homokkő kioldásos szövettel. Magyarázat: 1. Laza, fehér homokkő, 2. Limonitos homokkő, 3. Jarositos homokkő, 4. Laza, fehér homokkő, 5. Gyér jarositos homokkő, 6. Dús jarositos homokkő.

Рис. 2. Ярозитовый песчаник с вышеложенной текстурой (естественные размеры). Объяснения: 1. Рыхлый, белый песчаник, 2. лимонитовый песчаник, 3. ярозитовый песчаник, 4. рыхлый, белый песчаник, 5. худой ярозитовый песчаник, 6. богатый ярозитовый песчаник.

ként, hanem porszerű, apró gömbölyded szemcsékben van a rétegekben. Szemmagysága mind a kavics, mind a homokrétegekben egyaránt 0,05—0,2 mm körüli. Színe citromsárga, nem átlátszó. A gadnai feltárás aprókavics-rétegében a feltárás É-i felén a jarositot a belőle nyilván utólag keletkezett limonit helyettesíti. A homokszemcsék némelyikének anyaga hófehér, könnyen szétmorzsolható, szürke interferencia színű, de ritka és apró volta miatt meg nem határozható. A zavartalan minták e „puha” homokszemcséin gyakran jarositgömböcskék ülnek. A jarosit ilyen megjelenése azt a benyomást kelti, hogy kiválására hirtelen került sor s így a kristályformák ki sem alakulhattak. Az egyébként azonos körülményekből következtethetően a két lelőhely lényegében egyforma genetikájú.

A Szendrői-hegység jelenlegi DK-i szélét ezek a jarosittartalmú homokkőrétegek valószínűleg végigkísérik.

Mivel a jarositot fajsúlya alapján nehéz lett volna elkülöníteni a kőzet többi alkotójától, ezért a rétegek jarosittartalmát kémiai elemzéssel próbáltuk meghatározni. Az elemzéseket G u z y K.-né készítette a M. Áll. Földtani Intézetben.

A jarosit elméleti kémiai összetétele:  $KFe_3(OH)_3(SO_4)_2$   
Ebből a jarosit súlyszázalékos elemi megoszlása:

K	7,8	súly %
3 Fe	33,4	„
6 (OH)	20,4	„
2 (SO <sub>4</sub> )	38,3	„
	99,9	súly %

Elsősorban a  $\text{SO}_4$  mennyiségét vehetjük alapul, mivel ez a kőzet más ásványi alkotójának összetételében nem szerepel. A K, Na,  $\text{Fe}^{II}$ , és  $\text{Fe}^{III}$ . helyettesítő vagy főelemként a kőzetnek jóformán bármely ásványában jelen lehet. Az így megvizsgált mintákból a következő elemzett és számított értékeket kaptuk. (A minták csökkenő  $\text{SO}_4$ -tartalom szerint vannak felsorolva.)

Kőzet	Lelelő-hely	1.				
		$\text{SO}_4$	K	Na	$\text{Fe}^{III}$	$\text{Fe}^{II}$
1. Finomsz. homokkő	Irota	17,23	1,57	1,95	7,87	0,12
2. Durvaszemű homokkő	„	15,84	1,62	1,90	7,11	0,14
3. Középszemű homokkő	„	7,25	2,17	0,37	3,43	0,09
4. Középszemű homokkő	„	7,24	2,24	0,37	3,63	0,08
5. Aprósz. konglomerátum	„	7,08	0,84	0,70	3,09	0,10
6. Középsz. homokkő	„	5,80	1,35	0,91	2,64	0,15
7. Laza homokkő	Gadna	3,51	1,70	0,37	1,67	0,08
8. Kavicsos homokkő	„	2,81	1,22	0,60	1,38	0,14
9. Durva homokkő	„	1,78	1,12	0,74	0,87	0,12
10. Középszemű homokkő	Irota	1,61	2,08	1,07	1,17	0,24

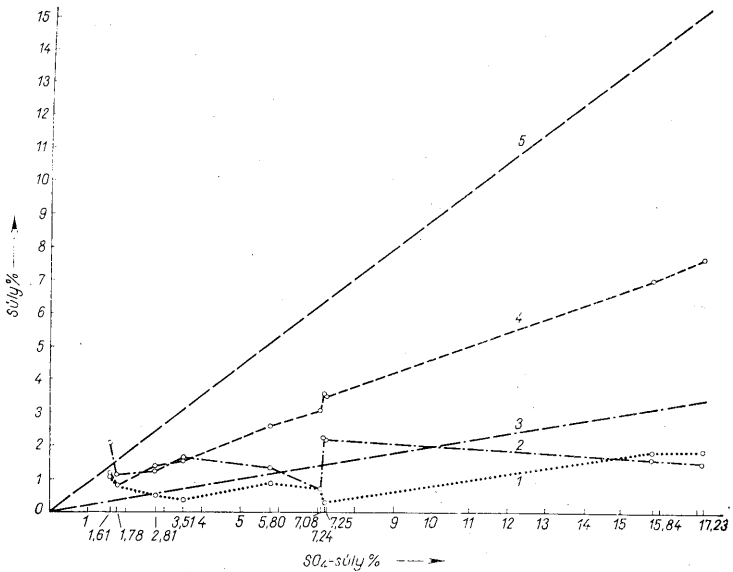
Kőzet	Lelelő-hely	2.	3.	4.	5.
		jarosit-tartalom			
1. Finomsz. homokkő	Irota	44,98	35,82	99,85	0,15
2. Durvaszemű homokkő	„	41,35	32,98	99,81	0,19
3. Középszemű homokkő	„	18,92	16,70	99,75	0,25
4. Középszemű homokkő	„	18,90	16,94	99,79	0,21
5. Aprósz. konglomerátum	„	18,48	14,77	99,69	0,31
6. Középszemű homokkő	„	15,14	12,87	99,47	0,53
7. Laza homokkő	Gadna	9,18	8,85	99,55	0,45
8. Kavicsos homokkő	„	7,33	6,91	99,02	0,98
9. Durva homokkő	„	4,64	4,71	98,80	1,20
10. Középszemű homokkő	Irota	4,25	5,71	98,30	1,70

1. Elemzéssel kapott értékek
2.  $\text{SO}_4$ -tartalomból a jarosit  $\text{KFe}_3(\text{OH})_4(\text{SO}_4)_2$  képlet alapján számított értékek
3. Az elemzett K, Fe,  $\text{SO}_4$  és a számított OH mennyiségi összegezéséből kapott jarosittartalom
4. Az összes vastartalom oxidált részének %-os aránya
5. Az összes vastartalom redukált részének %-os aránya

Az elemzési eredményekből megállapíthatjuk, hogy a  $\text{Fe}^{III}$  mennyisége, a vázkozásnak megfelelően, a  $\text{SO}_4$ -tartalommal egyenes arányban növekszik (3. ábra). Mennyisége azonban általában csak 50%-a a képletből számítottnak. Nyilvánvaló tehát, hogy ebben az ásványban a  $\text{Fe}^{III}$  jelentős részét más kation, valószínűleg Al helyettesíti.

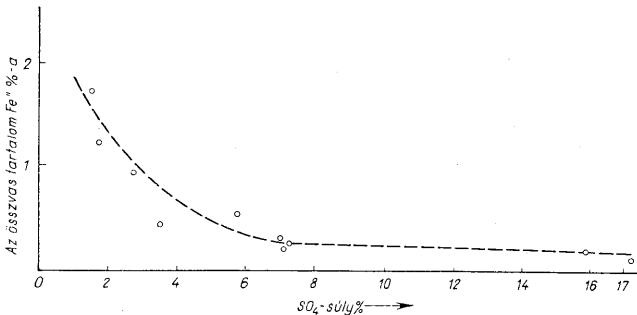
A K mennyisége az esetek többségében több, három nagy  $\text{SO}_4$ -tartalmú mintában azonban lényegesen kevesebb, mint amennyi az  $\text{SO}_4$ -tartalomnak a képlet szerint megfelelő. Ebből nyilvánvaló, hogy a káliumot is részben helyettesíti valamelyik másik elem, (Ca?), az esetek többségében mutatózó K-felesleg pedig a muszkovitból adódott. Mindezek a következtetések azonban csak abban az esetben állják meg a helyüket, ha az  $\text{SO}_4$  más ásványban nem található az elemzett kőzetben. A jarositon kívül azonban más szulfátásvány nem volt kimutatható, sem mikroszkóp alatt, sem a DTA-felvételeken.

A K és Na viszonyának vizsgálatához, az összefüggések biztos megállapításához, több elemzési eredményre lenne szükség. Ennek ellenére annyi megállapítható, hogy a Na mennyisége az elméleti K-tartalommal, s az  $\text{SO}_4$ -tartalommal általában növekszik. Ebből arra következtethetünk, hogy az Na, ha nem is rácsszerkezetileg, de genetikailag



3. ábra. A jarositos homokkőminták elemzési eredményei. Magyarázat: 1. Na elemzési értékei, 2. K elemzési értékei, 3. A jarosit-képletnek megfelelő K-tartalom, 4.  $Fe^{III}$  elemzési értékei, 5. A jarosit-képletnek megfelelő  $Fe^{III}$ -tartalom

Рис. 3. Результаты анализа образцов ярозитовых песчаников. Объяснения: 1. Величины анализа Na, 2. величины анализа K, 3. содержание K, отвечающее формуле ярозита, 4. величины анализа  $Fe^{III}$ , 5. Содержание  $Fe^{III}$ , отвечающее формуле ярозита.



4. ábra. Az összvastartalom  $Fe^{III}$  %-ának összefüggése a  $SO_4$  súlyszázalékával.

Рис. 4. Соотношение процентного содержания  $Fe^{III}$  в общем содержании железа и весного процента  $SO_4$ .

a jarosithoz kapcsolódhatnak. Az elemzett K-tartalomhoz képest a Na mennyisége határozottan csökken. Ebből is arra következtethetünk, hogy a K-t a Na legalább esetenként helyettesíti.

A  $\text{Fe}^{\text{II}}$ -tartalom váltakozása sem a  $\text{Fe}^{\text{III}}$ - sem a  $\text{SO}_4$ -tartalommal nincs közvetlen összefüggésben. Ha viszont azt vizsgáljuk, hogy a kőzet összes Fe-tartalmának hány%-a  $\text{Fe}^{\text{II}}$  és ennek mennyisége hogyan függ az  $\text{SO}_4$  mennyiségétől, azt látjuk, hogy a szulfáttartalom növekedésével kezdetben hirtelen csökken az  $\text{Fe}^{\text{II}}$  mennyisége (4. ábra), majd 7%  $\text{SO}_4$ -tartalom elérése után már csak mintegy féltized %-nyit csökken. A jelenséget úgy értelmezhetjük, hogy a leülepedéskor is erősen oxidált homokkőzet  $\text{Fe}^{\text{II}}$ -tartalmát a kőzetbe hatoló szulfátos oldatok tovább oxidálták, azaz csökkentették. Az  $\text{Fe}^{\text{II}}$ -tartalomnak, nyilván valamely ellenálló ásványban levő részét viszont az oldatok meghagyták eredeti redukált alakjában.

### Песчаник с ярозитовым цементом в горах Сендре, Венгрия

А. ЯМБОР

K горам Сендре, sлагаящимся из древнепалеозоических (девон) глинистых сланцев, известняков и кремнистых сланцев присоединится в ЮВ-ом направлении территория, состоящая из паннионских слоев. Паннионские слои залегают на фундаменте эрозийным несогласием ибо непосредственно, ибо с прожилками тонких сарматских, сферовидных включений риолитовых туфов. В двух местах, располагающихся в 2,5 км друг от друга, мелькие галечные и песчаные слои имеют ярозитовый цемент до 4,2–44,9%, рассчитанный из содержания  $\text{SO}^{\text{II}}$ . В горных породах одного обнажения ярозит образует накопления кристаллов диаметром 0,05–0,5 мм смоляно-желтого цвета. (Содержание сульфата горных пород достигает в среднем 8%). В слоях другого месторождения (содержание сульфата в среднем 3%) ярозит встречается в форме лимонно-желтых, пылевидных зерен. Так как ярозит наблюдается и в трещинах некоторых песчинок, очевидно, что ярозит попадал в горные породы в форме раствора после оседания песчаных зерен и выделился прежде чем попасть на поверхность. На это обстоятельство указывает поверхностная лимонитизация ярозита. Можно сказать, следовательно, что ярозит возник в течение диагенезиса или эпигенетическим путем. По химическим анализам ярозит не согласится с формулой  $\text{K}_2\text{Fe}_2(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ . К и  $\text{Fe}^{\text{III}}$  заменяются частично другими ионами. Растворы ферросульфатного содержания, по всей вероятности, возникли из поверхностного выветривания содержания пирита слоев фундамента и попадали в горные породы при боковой миграции где, вступая в реакцию с обломочным материалом риолитового туфа, выделился ярозит.