

GLAUKONITOS MAGMATIT A MÁTRA HEGYSÉGBŐL

DR. KUBOVICS IMRE*

(XXXVI—XXXVII. táblával, 6 ábrával, 3 táblázzal)

Összefoglalás: A három részre tagolható mátrai miocén vulkáni összlet alsó csoportjának hipovulkanitos lávapadja 15–20% glaukonitot tartalmaz. A kőzet lényegileg kétféle clegyrészből: neutrális bázisos plagioklászából és sugaras glaukonitból áll.

A mátrai helvét-tortonai andezitvulkanosság első terméke nagy nedvességtartalmú üledékes osszleten tört keresztül és sekély vízbe, ill. részben nedves tufára ömlött. Az ebből adódó transzaporizáció H₂O-ban gazdag hipomagma keletkezéséhez vezetett.

A H₂O-val túlteltődött, viszkózus maradék magmaüledékben a nagy nyomású víz már csak részben és lassan diszpergálható, ami a félig olvadt rendszer felhívódását eredményezte. A rendszer lehűlésével az eredeti olvadékból kioldott, továbbá kisebb mértékben a harántolt üledékes kőzetekből és a tengervízből felvett alkotórészekkel az oldat túlteltődött és az oldott anyag az üregek falára glaukonitként fokozatosan kicsapódott. A folyamatos kiváláshoz szükséges utánpótlást a félig megmeredett rendszerben mozgó „anyagszállító” H₂O biztosíthatta. A legfelsőbb szinten glaukonit helyett már túlnyomóan szanidin, ill. adular keletkezett.

A glaukonitos magmatit alkáliatartalma a mátrai andezit átlagos alkáliamennyiségétől nem vagy alig tér el, ami arra utal, hogy a nagy mennyiségű glaukonit K-ja első sorban az eredeti kőzetolvadékból származtatható. Az andezitből utólag keletkezett mátrai kálitrachitféle (pl. Hidegkút-hegy) alkálitöbblete azonban már az üledékes összletből felszálló alkáliadús oldatok metasomatizáló hatásának tulajdonítható.

A glaukonitos magmatit földtani és kőzettani jellemzése

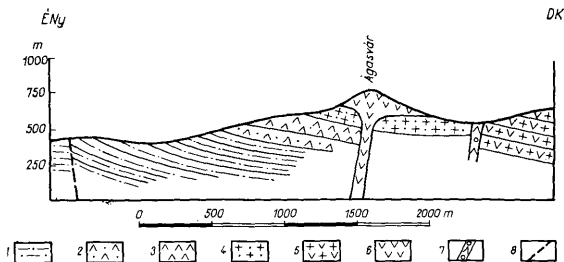
A Mátra-hegységi neogén vulkanossággal kapcsolatos glaukonitos magmatithoz hasonló képződmény a világirodalmi adatok szerint is ritkaságnak és sajátos kifejlődésnek tekinthető. Keletkezése csak a hegység földtani felépítésének és az egykori medence fejlődéstörténeti-üledékkőzettani viszonyainak ismerete alapján tisztázható.

A mátrai harmadidőszaki medenceüledékek alépitményét K i s s J. szerint K-en túlnyomóan triász mészkő, Ny-on gránit alkotja, de a kissé távolabbi környék földtani felépítése alapján a kristályos pala közelléte is feltételezhető. Az üledékes képződmények nagy vastagságából és földtani viszonyaiból következőleg az oligocénben-miocénben viszonylag gyors üledékképződéssel, ennek megfelelően porózus és nagy víztartalmú kőzetekkel számolhatunk. A jelentős tömegű savanyú tufából és a környező területről áthalmozott riolitufából nagy mennyiségű kálium szabadulhatott fel, ami a sekélyedő (zárt) tenger és a lerakódó üledékek alkáliatartalmát erősen megnövelhette. A kárpát-medencebeli miocéntenger sótartalmának fokozatos növekedését a helyenkénti sóképződés és a sós források is igazolják (Telegdi Roth K. 1951, Vadász E. 1960). Részben ezzel magyarázható a mátrai andezit változatos, gyakran hipovulkanitos kifejlődése.

A hármas osztatú mátrai andezites összlet (Kubovics I. 1962, Szádeczky-Kardoss E. – Vidacs A. – Varrók K. 1959) alsó részét Ágasvár

* Készült az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszéken és a MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumban. Előadta a MFT Ásványtani-geokémiai szakcsoprtjának 1964. április 27-i szakülésén. Kézirat lezárva 1964. jún. 1.

mellett (ÉNy-Mátra) túlnyomóan glaukonitos andezit képviseli (Kubovics I. 1963). Az agyammárgára-homokkőre, ill. andezittufára települő glaukonitos andezitpad (1. ábra) szövete mikroholokristályos porfiros. Az 1–3 mm-es széles, táblás plagioklászok a kőzet 50–65%-át alkotják. Az alapanyagbeli földpátlécek mérete uralkodóan 0,2–0,1, ill. 0,05–0,02 mm között van. Üveg többnyire csak zárvány alakjában mutatható ki. Kripto-mikrokristályos alapanyagként a röntgendiffraktométeres elemzés szerint 2–3% montmorillonitot, továbbá közelebről meg nem határozható néhány százalék mikroilitot is tartalmaz. A 15–20%-nyi glaukonit uralkodóan 1–5 mm-es fészkeket (XXXVI.



1. ábra. Az ágásvári glaukonitos terület földtani szelvénye. Jelmagyarázat: 1. homokkő és agyammárga, 2. alsó andezittufa és tufás agglomerátum, 3. glaukonitos andezit, 4. középső riolitufa, 5. dácit-andezitodácit, 6. középső andezit, 7. tektonikus breccsa, 8. törésvonal

Рис. 1. Геологический разрез глаукононосного района с. Агашвара. Легенда: 1. песчаники и глинистые мергели, 2. нижние андезитовые туфы и туфогенные агломераты, 3. глаукононитовые андезиты, 4. средние риолитовые туфы, 5. дацинты и андезитодацинты, 6. средние андезиты, 7. тектоническая брекчия, 8. линия разлома

tábla 1.) és 0,07–0,015 mm-es alapanyag-szemcsehalmazokat alkot (XXXVI. tábla 2.). A szövetre tehát egyrészt viszonylag sok és nagy méretű porfiros plagioklász, másrészt a kétféle méretű alapanyag jellemző („transzaporizációs” szövettípus, XXXVI. tábla 2–3.). A lávapad alsó és középső szintje lényegében két elegyrészből, neutrális-bázisos (laboradoritos—savanyú bytownitos) összetételű plagioklászából és glaukonitból áll. Ez az ásványtársulás az andezit definíciójának aligha felel meg, noha a vegyi összetételben lényeges különbség nem észlelhető (I. táblázat). Az ismertetett földtani viszonyok hatásaként az andezites magmából tehát speciális, helyi kifejlődésű kőzetváltozat alakult ki, amelynek ásványos összetétele az eddig ismert magmatitokéval nem azonosítható.

A magasabb kőzetszintek felé a plagioklász némileg savanyúbb, sőt a legfelsőbb szinten a kőzet jelentős mennyiségű, nagy Ba-tartalmú (0,5–1%), porfiros szanidint és adulárt is tartalmaz. A felsőbb szinten a földpát erősen bontott, részben montmorillonittá-klorittá, kisebb mértékben illitté-szericitté alakult át. A színes szilikát többnyire teljesen hiányzik, csak az andezitpad középső részén mutatható ki 1% körüli oxiamfiból, amely a hipersztén uralitosodása és oxidációja révén (piroxén → zöld amfiból → bazaltos amfiból) keletkezett. (Részleges átalakulás esetén a belső zöld magot barna, erősen pleokrórsz szegély határolja, ami a fenti megállapítást megerősíti).

A glaukonit kékeszöld-zöld színű, uralkodóan sugaras halmazokból álló 1–5 mm-es kerekded, orsó vagy teljesen szabálytalan alakú fészkeket alkot, de kerekded szemcsehalmazként az alapanyagban is elterjedt (XXXVI. tábla 4, XXXVII. tábla 5–6.). A sugarak mérete a mélység függvényében változik. Az alsó szintek 0,02–0,06 mm-es

A Mátra-hegységi alsó andezit kémiai összetétele

Elemző: Dr. Simó B. és Kovács B.-né

I. táblázat

	1. %	2. %	3. %	4. %
SiO ₂	54,09	52,01	50,60	48,75
TiO ₂	1,29	0,53	0,96	0,80
Al ₂ O ₃	18,34	22,49	21,60	20,23
Fe ₂ O ₃	4,59	5,72	6,23	7,96
FeO	3,91	1,27	1,61	0,56
MnO	0,11	ny	0,90	0,04
MgO	2,17	0,72	1,83	1,78
CaO	9,16	9,07	9,55	3,53
Na ₂ O	2,11	2,45	2,58	1,34
K ₂ O	1,71	2,16	1,75	3,42
H ₂ O ⁺	1,20	1,81	2,69	4,90
H ₂ O ⁻	0,93	0,99	0,59	6,99
P ₂ O ₅	0,66	0,10	0,70	0,11
CO ₂	0,00	0,42	0,00	0,08
BaO	—	—	—	0,52
Össz.:	100,27%	99,74%	100,69%	101,01%

1. Piroxénandezit, Nyikom
2. Glaukonitos andezit, alsó szint, Ágasvár
3. Glaukonitos andezit középső szint, Ágasvár
4. Glaukonitos andezit, felső szint, Ágasvár

hosszúságával szemben a mindössze 15–20 m függőleges magasságkülönbséget jelentő felső szintben többnyire a 0,003–0,01 mm-t is alig éri el. Mikroszkóppal jellegzetes halmazpolarizációt mutat (XXXVII. tábla, 6.), de az elektronmikroszkópos felvétel — az úrkúti glaukonithoz hasonlóan — léces termetről tanúskodik (XXXVII. tábla 7–8.). Pleokroizmusa — különösen a nagyobb méretű sugaraké — erős. $\gamma = \beta =$ kékeszöld, $\alpha =$ sárgászöld-zöldessárga. Pleokroizmusa — és részben a termete is — egyes klorit-félékre, a pleokroizmussal keveredő sárgászöldes interferenciaszíne az optikailag rendellenes prokloritra emlékeztet. Ebből következőleg a fenti ásványokkal könnyen összeéveszthető, ami a kimutathatóságát nagymértékben megnehezíti.

A felső szinteken az üregerőn kioldódott glaukonit belső felülete sárgásbarna, pleokroós nontronitá alakult át.

Kémiai összetétele a hazai üledékes glaukonitokéval jól egyezik, de a mélység függvényében sajátos változást mutat (II. táblázat). Különösen a Ca—Mg- és az Fe³⁺ — Al-tartalomban mutatkozó eltérést szembevetendő. A K mennyiségének csökkenése részben a glaukonit átalakulására, nontronitosodására vezethető vissza, a Ca:Mg arányának változása (1:4,92 — 1:1,49) pedig elsősorban a felületi ioncserélőképességéből adódhat. Ca-glaukonit Libor O. (1962) vizsgálatai szerint közönséges hőmérsékleten is könnyen előállítható, az ioncserélőképesség azonban (B u s w e l l, A. M. — D u d e n b o s t e l, B. F. 1961) a hőmérséklet növekedésével általában fokozódik. Mivel az ionszere túlnyomóan felületi folyamat, sebessége és mértéke elsősorban a vegyértéktől függ (G r i e s b a c h, R. 1957). Az ionrádiusz szerepe főleg a glaukonitsugarak, ill. szemcsék közötti pórusokban történő csere esetén érvényesül (L i b o r O. 1962).

A K és az Al mennyiségének túlnyomóan ellentétes irányú változása (2. ábra) elsősorban a glaukonit feltehetően változó agyagtartalmából, ill. részben agyagos kötőanyagából adódhat. A fenti tényezőknek tulajdonítható változatos kémiai összetétele is.

A hazai glaukonitok kémiai összetétele

II. táblázat

	1. %	2. %	3. %	4. %	5. %	6. %	7. %
SiO ₂	50,17	48,76	52,82	49,19	48,43	52,85	51,20
TiO ₂	0,55	0,28	0,15	—	—	0,00	0,37
Al ₂ O ₃	14,24	4,58	7,26	5,65	9,51	6,01	10,78
Fe ₂ O ₃	10,32	17,69	19,67	18,03	16,51	15,18	14,21
FeO	1,47	2,09	1,52	4,67	3,15	4,29	2,89
MnO	nyom	0,28	0,00	—	0,08	nyom	0,02
MgO	3,56	5,62	3,69	4,36	3,30	4,87	3,75
CaO	1,49	2,50	0,14	1,27	2,71	0,99	2,52
Na ₂ O	—	0,05	0,51	0,035	0,74	0,33	0,58
K ₂ O	7,52	7,88	6,65	7,90	5,10	8,49	5,96
H ₂ O ⁺	6,59	6,21	2,28	—	—	5,22	4,86
H ₂ O ⁻	3,66	1,12	5,42	8,85*	10,76*	1,14	3,86
P ₂ O ₅	0,15	1,58	0,07	0,05	0,16	0,02	0,03
CO ₂	—	nyom	nyom	—	—	0,58	0,12
S	nyom	0,61	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,47	—	—	—	—	—
Össz.:	99,72%	100,02% 0,30%	100,18%	100,005%	100,45%	99,97%	101,15%
O _{Fe}	14,04	99,72% 16,92	25,88	7,72	10,48	7,08	9,83

* = izbitási veszteség

Az üledékes glaukonit átlagos O_{Fe}-értéke: 15,01, magmás glaukonit átlagos O_{Fe}-értéke: 8,46.

1. Glaukonit foszfatitból (triász), Pécsely, Balatonfelvidék (Kiss J. nyomán. Elemző: Tolnay V.—Földvári A.-né, Simó B.)

2. Glaukonit üledékes karbonátos mangánércből, Úrkút, Bakony-hegység. (Libor O. nyomán. Elemző: Magy. Áll. Földt. Int.)

3. Glaukonit márgából, Bakonybél, Bakony-hegység (Libor O. nyomán. Elemző: Magy. Áll. Földt. Int.)

4. Glaukonit eocén mészkőből-márgából, Tokod. (Elemző: Bondor L.)

5. Glaukonit oligocén (rupéli) agyagmárgából, Eger, Bükk-hegység. (Elemző: Bondor L.)

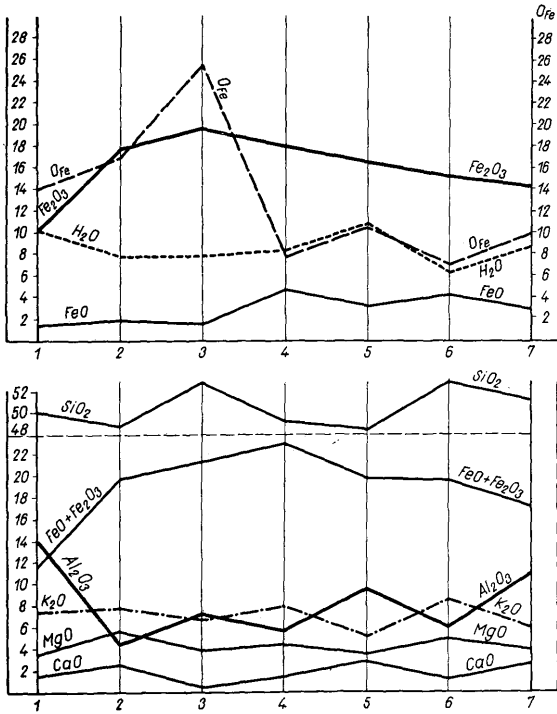
6. Glaukonit andezitből, Alsó szint, Ágasvár, Mátra-hegység. (Elemző: dr. Simó B.—Kovács B.-né)

7. Glaukonit andezitből, Középső szint, Ágasvár, Mátra-hegység. (Elemző: dr. Simó B.—Kovács B.-né.)

A II. táblázatban szereplő elemeken kívül nyomelemként 0,01–0,001%-os nagyságrendben Cu-t, V-t, B-t, továbbá Ge-t és Ni-t is tartalmaz.

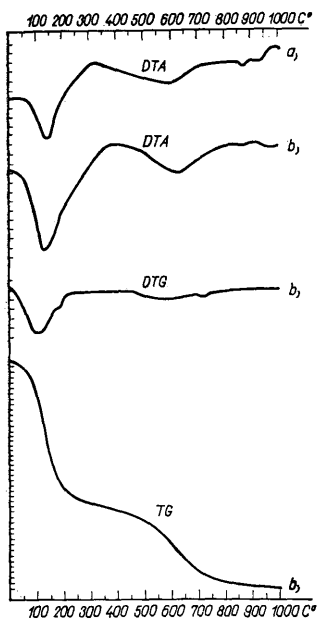
A glaukonit és a magmás kőzetek másodlagos elegyrészeként is ismert szeladonit (Monte Baldo-i, a Färöer-szigetcsoporti, a skóciai stb. bazalt mandulaköveiben) mikroszkópi sajátsága, valamint kémiai összetétele hasonló, de az utóbbi — a fenti összetételtől eltérően Al-ot nem, vagy alig tartalmaz. Ezzel szemben a Mátra-hegységi glaukonit kémiai összetétele — így Al-tartalma is — a különböző korú hazai üledékes glaukonitok átlagértékének felel meg, tehát típusos glaukonitnak tekinthető (2. ábra).

Ezt igazolják Györe G.-né röntgenelemzési adatai (Kubovics I. 1963), továbbá a hazai és a külföldi glaukonitokhoz egyaránt hasonló DTA-, ill. DTG- és TG-diagramok is (3–4. ábra).

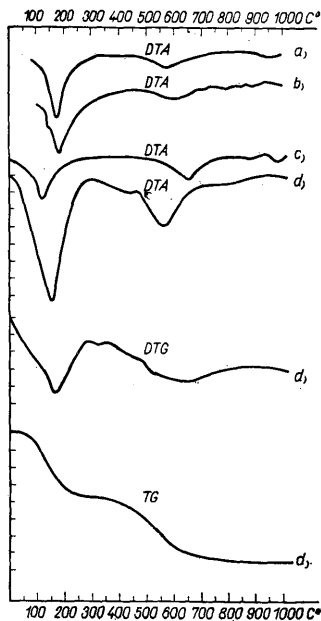


2. ábra. Üledékes és magmás glaukonit kémiai összetételének és O_{Fe} értékének változása. M a g y a r á z a t: 1. glaukonit foszfátitból, Pécsely, 2. glaukonit karbonátos Mn-ércből, Úrkut, 3. glaukonit márgából Bakonybél, 4. glaukonit eocén mészkőből-márgából, Tokod, 5. glaukonit oligocén agyagmárgából, Eger, 6. glaukonit andezitből, Ágasvár alsó szint, 7. glaukonit andezitből, Ágasvár középső szint

Рис. 2. Изменение химического состава и величины O_{Fe} осадочных и магматических глауконитов. Л е г е н д а : 1. глауконит из фосфатита в с. Печель, 2. глауконит из карбонатной марганцевой руды в с. Уркул, 3. глауконит из мергелей в с. Баконьбель, 4. глауконит из эоценовых известняков-мергелей в с. Токод, 5. глауконит из олигоценовых глинистых мергелей в г. Эгерь, 6. глауконит из андезитов нижнего горизонта в с. Агашвар, 7. глауконит из андезитов среднего горизонта в с. Агашвар



3. ábra. A mátrai magmás glaukonit DTA-, DTG- és TG-görbéi. a) alsó szint, b) középső szint
 Рис. 3. Кривые дифференциально-термических, дифференциально-термогравиметрических и термогравиметрических анализов магматических глаукоцитов из гор Матра. а) нижний горизонт, б) средний горизонт



4. ábra. Üledékes glaukonit DTA-, DTG- és TG-görbéi. a) harmadidőszaki glaukonit (G uise szerint, Sabatier nyomán), b) krétánál idősebb glaukonit (Puget szerint, Sabatier nyomán), c) Tadzsiik-medencei hidrotermás-üledékes glaukonit (Mogarovszkij V. V. nyomán), d) Bakonybéli glaukonit (Paulik F.-Libor O. nyomán)

Рис. 4. Кривые дифференциально-термических, дифференциально-термогравиметрических и термогравиметрических анализов осадочных глаукоцитов. а) третичный глауконит (согласно Гизу, Сабатье 18), б) домеловой глауконит (согласно Пюже, Сабатье-18), в) гидротермально осадочный глауконит из Таджикского бассейна (по данным В. В. Могаровского-15), д) глауконит из с. Баконьбеля (согласно Ф. Паулику и О. Либору-12)

A glaukonit genetikája

A régebben kizárólag tengeri képződménynek tartott glaukonitnak az újabb és a jelenlegi vizsgálatok szerint a) üledékes, b) hidrotermás és c) magmás keletkezése vált ismeretessé.

a) A mai tengeri üledékekben is elterjedt glaukonit keletkezésének legkedvezőbb feltételei 50–200 m mélységbe tehetőek (V a d á s z E. 1955). Mivel gyakran Foraminifera-kőbelek alakjában jelenik meg, keletkezésének feltételeként az élőlények tömeges

pusztulását is okozó gyors hőmérsékletváltozást, hideg és meleg áramlások találkozását jelölik meg. Ezzel magyarázzák a glaukonit és a foszfáttelepek gyakori kapcsolatát, továbbá a keletkezéséhez szükséges oxidációs viszonyok kialakulását is. A hideg és meleg áramok találkozásának és a gyors hőmérsékletváltozásnak feltétlen szükségességét azonban a glaukonitos képződmények regionális elterjedése alapján kétségbevonhatjuk. A mikrofauna pusztulását, a torzalakok kifejlődését — Vitális Gy.-né (1963) vizsgálatainak megfelelően — a tufaszórás, ill. a lebontódás során felszabaduló K, vagy esetleg a Sr zavaró hatása is okozhatta. A P-tartalmú koproliitból való keletkezést pedig a foszfátos kőzetekkel kapcsolatos bakonyi (Pécsely) üledékes glaukonit többnyire sugaras kifejlődése (Kiss J. 1959) nem valószínűsíti. A glaukonit és a foszfátok közötti összefüggés Pusztovai és Szádeczky—Kardoss E. (1955) megállapításának megfelelően elsősorban a hasonló keletkezési körülmények közel azonos oxidációs fokával, a közel azonos redox-viszonyokkal magyarázható. Újabbban főleg a K-tartalmú szilikátok, elsősorban a biotit átalakulási termékének és részben kolloidális kiválásnak tartják (Smulikowski, K. 1954). Ezt a felfogást Bondor L. (1960) hazai vizsgálatai is megerősítették.

Az üledékes eredetű glaukonit kétségtelenül túlnyomóan biotittal, ill. savanyú tufával kapcsolatos. A kálícillám azonban valószínűleg csak közvetett szerepet játszik, azaz a glaukonitképződéshez szükséges kémiai alkotórészek egy részét szolgáltatja. Közismert, hogy a biotit üledékes kőzetekben az átalakulás első lépéseként kloritosodik (penninesedik), ami fokozatos K- és Fe^{2+} -felszabadulással jár. A további lebontódás során agyagásvánnyá alakulhat, ami egyúttal a glaukonitképződéshez szükséges Mg-ot is biztosíthatja. A fentiek szerint savanyú tufaszórás esetén a tengervíz K—Fe—Mg-tartalma hirtelen megemelkedhet és mivel a kovasav adott, megfelelő oxidációs körülmények között (amint a 2. ábrán látható, a hazai üledékes glaukonit O_{Fe} értéke erősen változó, szélső értéke 7,72—25,88, átlagban 15) kolloidális vagy kriptokristályos anyagként kiválhat a glaukonit. Mivel a Mg csak erősebb átalakuláskor szabadul fel, feltehető, hogy eredetileg Ca—Mg-glaukonit keletkezett. A jelenlegi kémiai összetétele az oldat, ill. a környezet későbbi egyensúlyi viszonyainak megfelelő felületi ioncserével epigén úton alakulhatott ki. Elsősorban ezzel magyarázható a hazai üledékes glaukonitok általában kiemelkedő Ca-tartalma (2. ábra). Ez egyúttal feleletet ad a viszonylag csekély Al-tartalomra vonatkozólag is, ami a biotit közvetlen átalakulása esetén — az Al erős kötöttsége miatt — nehezen értelmezhető. A biotit ilyen értelmű szerepét Bondor L. (1960) alábbi megállapítása is megerősíti: „A glaukonitos kőzetekben kevesebb a biotit, mint az alatta és felette levőben és a biotit többnyire kloritosodott.” E feltételezést — azaz a biotit közvetett szerepét — az üledékes glaukonit morfológiai sajátosságai is alátámasztják. A gömbös-vesés alakú szemcsehalmaz, bekérgezés és gyakran héjas felépítés, továbbá a jellegzetes halmazpolarizáció vegyi kicsapódásra utal.

Lúgos közegben, erősebb lebontódás esetén a biotit átalakulhat nontronittá. Viszont valószínű, hogy a nontronit — a szerkezeti rokonságnak megfelelően — K-felülettel glaukonittá alakulhat. Ilyen módon tehát a biotitból a szerkezet fokozatos módosulása és a kémiai összetétel inverz változása útján is keletkezhet glaukonit. Ez a keletkezési mód azonban a jelenlegi ismereteink szerint korlátozottnak tekinthető.

Mehmel M. (1937) vizsgálatai szerint üledékes környezetben a biotitból legelőször a K távozik el, ezért közvetlen glaukonitosodása nehezen értelmezhető.

b) Mogašovszkij, V. V. (1963) szerint a Tadzsik-medence cöllesztintelepe feletti vörös agyagos aleurolitos üledékekben a hidrotermás oldatok hatására erek, sávok, kisebb mértékben fészkek és szabálytalan alakú képletek alakjában nagy mennyiségű glaukonit keletkezett. A felszálló savanyú oldatok áthatolva az eredetileg vörös színű kőzeten a csillámokat lebontották, az Fe^{3+} -t pedig Fe^{2+} -vé redukálták és mobili-

zálták. Ennek következtében az oldat Fe^{2+} -vel, továbbá K-mal és Mg-mal telítődött és ezzel „a redukciós-oxidációs határ közelében — de még redukciós környezetben” — kialakulhattak a glaukonitképződés kedvező feltételei (Mogarovszkij, V. V. 1963). A nagy mennyiségű glaukonit hatásaként az eredetileg vörös kőzet szürke—zöldes-szürke színűvé változott.

c) A fenti keletkezési viszonyokkal a mátrai magmás glaukonitképződés is sok rokon vonást mutat. Az alsó andezit anyaga nagy nedvességtartalmú üledékes összetlen tört keresztül és sekély vízbe vagy nedves tufára ömlött, ami H_2O -ban gazdag hipomagma keletkezéséhez és sajátos „transzvizaporizációs alanyagú szövet” kialakulásához vezetett. A kőzet kristályossági foka, a nagy méretű és nagy mennyiségű porfirios plagioklász, továbbá az alanyanyag kétmaximumos görbével jellemezhető szemcsemérete alapján az ágasvári andezitet a megmeredés utolsó állapotában érthette az erőteljesebb transzvizaporizáció. Ennek következtében a maradék magmaolvadék a megmerevedés utolsó állapotában H_2O -val könnyen túltelítődött s a viszkózus anyagban a nagynyomású vízgőz már csak részben és lassan diszpergálhatott, ami a féligolvadt láva felfúvódásához vezethetett. A rendszer lehűlésével az eredeti olvadékból — és részben a korábban kivált elegyrezekből — kioldott, továbbá a harántolt üledékes kőzetekből, valamint a tengervízből felvett ionokkal az oldat túltelítődött, és az oldott anyag az üregek falára glaukonitként fokozatosan kicsapódott. A folyamatos kiváláshoz szükséges anyagutánpótlást a félig megmerevedett rendszerben mozgó vizes oldat biztosította. A glaukonit orientációja — az üregek falára rendszerint merőleges sugarak (XXXVII. tábla, 5—6.) — e feltételezést megerősítik. (Az alanyanyagbeli glaukonit részben esetleg a színes szilikátok (?) átalakulási termékeként keletkezhetett.) Az üregeket, ill. fészkeket határoló földpát és alanyanyag rendszerint teljesen ép, ami a magma kristályosodása, valamint a glaukonit kiválása közötti szoros összefüggésre, azaz folytonosságára utal. A fészek peremén, ill. közvetlenül az „üreg” falán — a kezdeti kiválás nagyobb hőmérsékletének megfelelően — szericit-szerű ásvány észlelhető (XXXVII. tábla, 5—6.). Noha közvetlen hőmérsékletjelző ásványt a kőzet nem tartalmaz, a fenti jelenségből, továbbá a glaukonit kifejlődéséből, ill. a termet mélység szerinti változásából 400—200° C körüli kiválási hőmérsékletre következtethetünk. A felsőbb szintek glaukonitja a jellegzetes halmazpolarizációból következőleg már lényegesen kisebb — a tadzsikmedencei tapasztalatoknak megfelelően — esetleg 200—100° C körüli hőmérsékleten keletkezhetett. Ezzel magyarázható, hogy a felsőbb szinteken az alanyanyag már nem, vagy alig tartalmaz glaukonitot.

A glaukonitképződés folyamatának első szakasza, a megfelelő alkotórészek: K, Mg, Fe stb. felszabadulása és mobilizálása — Szádeczky-Kardoss E., valamint Mogarovszkij, V. V. vizsgálatainak megfelelően — redukciós környezetben mehetett végbe. A második szakasz — a tulajdonképpeni glaukonitkeletkezés — azonban feltétlenül oxidációs viszonyokat rögzít. Ezt a glaukonit O_{Fe} értéke mellett a glaukonitmentes és a glaukonittartalmú magmatit oxidációs foka közötti nagy különbség is meggyőzően igazolja (III. táblázat), de ezzel magyarázható az ismertett oxiamfiból megjelenése is. A glaukonitos andezit és a glaukonit O_{Fe} értéke közel azonos, ami elsősorban abból adódik, hogy a fenti magmatit vastartalmának túlnyomó része a glaukonitban van. Az oxidációs fok a felsőbb kőzetszintek felé általában növekszik (III. táblázat), ami azonban részben már másodlagos, felszíni hatásnak tekinthető.

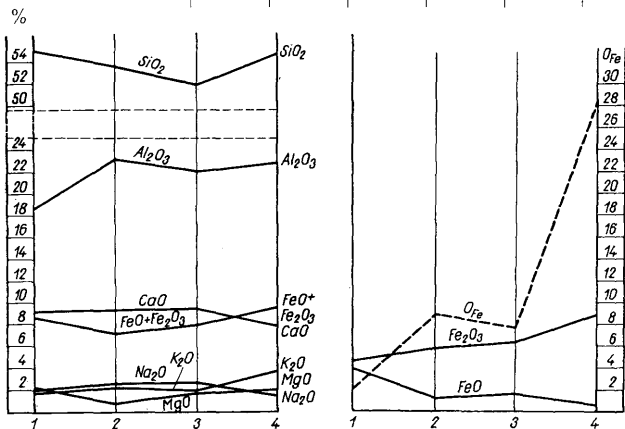
A redukciós-oxidációs környezet határát Mogarovszkij valószínűleg a kőzet színe alapján vonta meg. Azonban a szint nemcsak az oxidáció foka, hanem elsősorban a színező ion kötőmódja határozza meg. A glaukonit pl. a nagy Fe_2O_3 -tartalom ellenére zöld, mert a felületi töltés kiegyenlítésében, a felület semlegesítésében résztvevő Fe^{2+} színező hatása lényegesen kisebb mennyisége ellenére is jobban érvényesülhet.

A kétvegyértékű vas fenti szerkezeti helyzetéből következőleg könnyen feloxidálódik (a felszíni viszonyok között átalakul $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot a\text{q}$ -á). Ez okozza a glaukonit felületén gyakran megfigyelhető limonitosodást és valószínűleg ez eredményezi a 400°C feletti hőmérsékleten tapasztalható színváltozást, megbarnulást is.

A Mátra-hegységi glaukonitmentes és glaukonittartalmú andezit oxidációs foka

III. táblázat

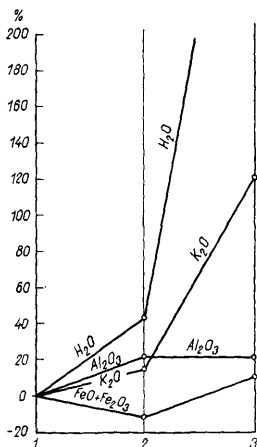
	Fe_2O_3 %	FeO %	$\text{Fe}_2\text{O}_3 +$ $+ \text{FeO}$ %	Glaukonit- mentes O_{Fe}	Glaukonit- tartalmú O_{Fe}	Glaukonit- tartalmú O_{Fe}
Piroxénandezit alsó andezit- csoport Nyikom, Remete-hegy	4,59	3,91	8,50	2,35	—	—
Piroxénandezit középső andezit- csoport Nyikom (334b)	4,55	3,34	7,89	2,72	—	—
Mikroandezit középső andezit- csoport Zámptak (226)	4,13	4,62	8,75	1,79	—	—
Glaukonitos andezit, alsó ande- zitcsoport, alsó lávaszint Ágasvár	5,72	1,27	6,99	—	9,01	7,08
Glaukonitos andezit alsó ande- zitcsoport középső lávaszint Ágasvár	6,23	1,61	7,84	—	7,74	9,83
Glaukonitos andezit alsó ande- zitcsoport felső lávaszint Ágasvár	7,96	0,56	8,52	—	28,43	—
Átlagérték:				2,29	15,06	8,46



5. ábra. A mátrai alsó andezit kémiai összetételének változása (a H_2O levonása után 100%-ra átszámított értékek). 1. piroxénandezit, Nyikom, 2. glaukonitos andezit, Ágasvár, alsó szint, 3. glaukonitos andezit, Ágasvár, középső szint

Рис. 5. Изменение химического состава нижних андезитов гор Матра (величины пересчитанные на 100% после вычитания H_2O). 1. Пироксеновые андезиты в с. Ником, 2. глауконовые андезиты нижнего горизонта в с. Агасвар, 3. глауконовые андезиты среднего горизонта в с. Агасвар

Amint a III. táblázatból is kitűnik az összvismennyiségben a glaukonit nagy Fe_2O_3 -tartalma ellenére nincs lényeges különbség, és a H_2O -val ellentétben az alkáliatartalom is csak viszonylag kismérvű növekedést mutat. Az egyes alkotórészek mennyiségének ingadozása (5–6. ábra) az alsó és középső szinten általában nem haladja meg a



6. ábra. A nyikomi–remetehegyi alsó piroxénandezit, valamint az ágasvári glaukonitos andezit K_2O , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, Al_2O_3 , és H_2O -tartalmának százalékos eltérése. 1. piroxénandezit, Nyikom-Remete hegy, 2. glaukonitos andezit, Ágasvár alsó-középső szint, 3. glaukonitos andezit Ágasvár, felső szint
 Рис. 6. Разницы процентного содержания K_2O , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, Al_2O_3 и H_2O в нижних пироксеновых андезитах в с. Ником — Ремете, а также в глауконовых андезитах с. Агашвар. 1. Пироксеновый андезит, Ником — Ремете, 2. глауконовый андезит нижнего-среднего горизонтов в с. Агашвар, 3. глауконовый андезит верхнего горизонта в с. Агашвар

mátrai andezitfélek összetételváltozásának intervallumát. Ez arra utal, hogy a nagy mennyiségű glaukonit alkotóelemeinek túlnyomórésze — a H_2O kivételével — az eredeti magmaolvadékból származtatható. A vas, továbbá a kristályszerkezetbe utolsóként belépő K stb. mobilizálódása a tengervíz okozta transzaporizáció hatásának tulajdonítható. Ezt igazolja a szárazabb képződményekre kiömlött alsó andezit glaukonitmentesége is.

A glaukonitképződés után visszamaradt és felfelé vándorló alkáliatartalmú, kishőmérsékletű vizes oldatok okozhatták az andezitpad legfelső részének erős elváltozását: az eredeti földpát kiszorítását, a szanidín, ill. az adular keletkezését, továbbá az erőteljes montmorillonitosodást és a kisebb mérvű kloritosodást. Ezzel magyarázható a legfelső szint lényegesen nagyobb kálium- és H_2O -tartalma is (5–6. ábra). E kis mérvű „kálimetaszomatózis” tehát a magma megszilárdulásával és a glaukonitképződéssel közvetlenül összefüggő jelenségnek tekinthető. Ezzel szemben a hegység három nagyobb trachitos területe: a hidegkút-hegyi—aranyosbérci—nagyapataki szilikokálitrachit (Kubovics I. 1962), továbbá a Kiss J. (1960) vizsgálataiból ismert aranybányafolyási és a Varga Gy. által kimutatott feketetői kálitrachit K-tartalmának túlnyomórésze már az átharántolt összetételből származtatható.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a fent ismertetett földtani környezet nagy H_2O -tartalmú hipomagma kialakulásához vezetett, ami meggyőzően igazolja a nedves környezet és a tengervíz okozta transzverzaporizáció közettani-geokémiai jelentőségét.

TÁBLAMAGYARÁZAT — ЛЕГЕНДА К ТАБЛИЦАМ

XXXVI. tábla — Таблица XXXVI.

1. Glaukonitos andezit, Ágasvár alsó szint (Mátra-hegység). Nagytítás: $1/2 \times$. A fehér szemcse-porfíros földpát. A sötétebb, szabálytalan alakú foltok: glaukonit. — Glaukonitovый андезит, нижний горизонт, Агашвар (горы Матра). Увеличение: $1/2 \times$. Белое зерно: порфиновый полевой шпат. Более темные пятна неправильной формы: глауконит
2. Glaukonitos alaranygáz andezit (glaukonit: sötétszürke pettyesnek látszó kerekded foltok) Ágasvár alsó szint (Mátra-hegység) + N, Nagytítás: $125 \times$. — Андезит с глауконитовой основной массой (глауконит: темносерые, округлые чьята в крапинку), нижний горизонт, Агашвар (горы Матра). В скрепленных николах. Увеличение: $125 \times$
3. Porfíros plagioklász glaukonit fészekkel, Ágasvár, középső szint (Mátra-hegység) + Nagytítás: $62 \times$. — Порфиновый плагиоклас с глауконитовыми гнездами, средний горизонт, Агашвар (горы Матра). В скрепленных николах. Увеличение: $62 \times$
4. Glaukonithalmaz andezitiben, Ágasvár, alsó szint (Mátra-hegység) + N. Nagytítás: $125 \times$. Агрегат глауконитов в андезите, нижний горизонт, Агашвар (горы Матра). В скрепленных николах. Увеличение: $125 \times$

XXXVII. tábla — Таблица XXXVII.

5. Sugaras glaukonithalmaz (szericitszerű szegéllyel) andezitből, Ágasvár, alsó szint (Mátra-hegység). + N. Nagytítás: $125 \times$. — Радиально-лучистый глауконитовый агрегат (с серцитовидной каймой) в андезите, нижний горизонт, Агашвар (горы Матра). В скрепленных николах. Увеличение: $60 \times$
6. Kissé sugaras, halmazporizációjú glaukonitfészek andezitből, Ágasvár, középső szint (Mátra-hegység). + N. Nagytítás: $60 \times$. — Слабо радиально-лучистое глауконитовое гнездо с агрегатной полиризацией из андезита, средний горизонт, Агашвар (горы Матра). В скрепленных николах. Увеличение: $60 \times$
7. Mátrai magmás glaukonit elektronmikroszkópi képe. (Felv. Dr. Árkosi K.) Ágasvár, középső szint. Nagytítás: kb. $15\ 000 \times$. — Общий вид магматического глауконита под электронным микроскопом. (Фото: Д-р К. Аркоши, средний горизонт, Агашвар). Увеличение: $15\ 000 \times$
8. Urkúti üledékes glaukonit elektronmikroszkópi képe. (Felv. dr. Árkosi K., Libor O. nyomán.) Nagytítás: $24\ 000 \times$. — Общий вид урукского осадочного глауконита под электронным микроскопом (Фото: Д-р К. Аркоши — О. Либор). Увеличение: $24\ 000 \times$

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

- Bondor L., (1960): Magyarországi glaukonitos kőzetek üledékföldtani vizsgálata. Földt. Közl. X C. 3. — Buswell, A. M. — Dudenbostel, B. F., (1941): Am. Chem. Soc. 63. — Fülöp J., Libor O. — Meisel J., (1954): A bakonybéli glaukonitos terület földtani és kémiai vizsgálata. Földt. Közl. I. XXXIV. 3. — Gröbner, R., (1957): Austauschadsorption in Theorie und Praxis. Akad. Verl. Berlin. — Hermann M. — Elmásztó K., (1940): Az ipolytárnoki alsó-miocén glaukonitos homokkő. Ann. Mus. Nat. Hung. 33. — Kiss, J., (1960): A new ore occurrence in the environment of Nagygyala, Nagyipót, and Aranybányafolyás Mátra Mnt., NE Hung. Ann. Univ. Scient. Bp. sec. Geol. III. — Kiss J., (1959): Urántartalmú foszfátos kőzet a balatonfelvidéki (Pécsely) triász-összletben. Földt. Közl. 89. 1. — Korim K., (1949): Magyarországi glaukonitos üledékek. Bányászati és Koh. Lapok 1949. — Korzinszkij, D. Sz., (1962): Problema szpilovit gipozeta transzverzaporizációját szvetve novih okeanologicseszkih i vulkanologicseszkih dannih. I. A. N. SszSszR No. 9. — Kubovics I., (1962): A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. Földt. Közl. 92. 3. f. — Kubovics I., (1963): Az ÉNy-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. Földt. Közl. XCIII. 4. f. — Libor O., (1962): Vizsgálatok hazai előfordulású glaukonitokon. Kand. disz. — Noszky J., (1927): A Mátrahegység geomorfológiai viszonyai. Debrecen. — Mehmél, M., (1937): Ab- und Umbau am Biotit. Chemie d. Erde 11. 307–332. — Mogašovszki, V. V., (1963): Glaukonityizáció glinyiszthi porod kak vid okolo Iordunovo izmenenyija na odnom iz celezinyovih mesztorozszenyij juznotadzsikszkoj depressziji D. A. N. SszSszR. Tom. 151. No. 5. — Pantó G., (1961): Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának néhány időszerű kérdéséről. MÁFI Évi Jel. 1957–58. évről. — Preobrazszenszkij, I. A. — Szarkiszjan, Sz. G., (1954): Mineralnyi oszadocsnih porod. Goszoptyehizdat. Moskva. — Sabatier, G., (1949): Recherches sur la glauconite. Bull. Soc. Franc. Min. 72. — Smulikovskij, K., (1954): The Problem of Glauconite. Warszawa. — Szádeczky-Kardoss E., (1955): Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest. — Szádeczky-Kardoss E., (1958): A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Közl. 88. — Szádeczky-Kardoss E., (1959): A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. XXXIII. — Szádeczky-Kardoss E. — Vidacs A. — Vargó K., (1959): A Mátrahegység neogén vulkanizmusa. MTA Geokémiai Könyv. munk. Budapest. — Tóth G. — Rónai K., (1951): A bikéscséri ásványolajkutatás és termelés földtani tanulmányai. Földt. Int. Évk. 40. — Vadász E., (1955): Elemző földtan. Akadémiai Kiadó Budapest. — Vadász E., (1960): Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest. — Vitális-Zilahy, (1963): Phylogeny of Heterosteginiinae (Foraminifera) and pathological changes in Operculinella species. Acta Biologica Ac. Sc. Hung. Tom. XIV.

Глауконитовый магматит из гор Матра

Д-Р И. КУБОВИЧ

Гиповулканическая пачка нижней части миоценовой вулканической толщи гор Матра, подразделяемой на три части содержит глауконит в количестве от 15 до 20%. Порода состоит по существу из двух компонентов — нейтрального — основного плаггиоклаза и радиально-лучистого глауконита.

Первые продукты гельветско-тортонского андезитового вулканизма в горах Матра прорывались через весьма влажную осадочную толщу и разливались в пределах мелководного водоема или по частично влажным туфам. Вызванная таким образом трансвапоризация привела к формированию гипомагмы, богатой H_2O .

Во вязком, остаточном магматическом расплаве, перенасыщенном H_2O , высоконапорный водяной пар мог уже диспергироваться только частично и медленно, что привело к набуханию полурасплавленной петрогенетической системы. Как только данная система остыла, раствор стал перенасыщенным компонентами, растворившимися из первоначального расплава и по меньшей мере компонентами, перешедшими в состав системы из пересеченных осадочных пород и из морской воды, и растворившееся вещество постепенно осаждалось на стенах полостей. Питание веществами, необходимыми для непрерывного выделения осуществлялось, по-видимому, сильно минерализованным H_2O , которое продолжало передвигаться в наполовину затвердевшей системе. В самом верхнем горизонте формировался, вместо глауконита, уже санидин или адуляр.

Содержание щелочей в глауконитовом магматите в среднем не отличается или мало отличается от количества содержащихся в андезитах гор Матра щелочей, что указывает на то, что Квстречающегося в большом количестве глауконита должен происходить прежде всего из первоначального расплава пород. Однако, излишек щелочей в калиевых трахитах, образовавшихся путем последующих процессов из андезитов в горах Матра (например на горе Хидегкут), может быть приписан уже метасоматизирующему влиянию высокощелочных растворов, восходивших из осадочной толщ.