

Agyagásványvizsgálatok a humid trópusi zóna néhány indiai vörös vasas talaján, kapcsolatban azok genetikájával

B. DATTA

*Kalkuttai Egyetem, Alkalmazott Kémiai Tanszék, Kalkutta,
India*

Bár az agyagásványok képződésének exakt reakciómechanizmusa ma még nem teljesen tisztázott, a kőzetalkotó ásványok mállása során létrejövő ionkörnyezet szerepe a mállási zónában egyértelműen bizonyítható, s az agyagásványképződés vizsgálatának egyik megközelítési lehetőségeként fogható fel. GRIM [12] szerint bázikus eruptív kőzetekből, mérsékelt kilúgzási viszonyok közt létrejövő alkáliföldfém kationokban gazdag ionkörnyezetben elsősorban montmorillonit, míg alkálifém kationok — elsősorban kálium — jelenlétében főként illit képződik. Ugyanakkor erős kilúgzás esetén, amely e bázisokat eltávolítja a mállási zónából, a kaolinitképződés lép előtérbe. Eltérő mállási körülmények közt létrejövő, alkáli és alkáliföldfém kationokat tartalmazó savanyú eruptív kőzetekre a bázikus eruptív kőzeteknél említettek érvényesek.

Magyarországi erdőtalajok agyagásványainak vizsgálata során STEFANOVITS [22] szintén megállapítja, hogy jó összefüggés található a talajképző kőzet milyensége és a rajta kialakult talaj másodlagos ásványainak összetétele között. A magyarországi erdőtalajok közel hasonló éghajlati viszonyok között alakultak ki és azonos főtípusba tartoznak, agyagfrakciójuk ásványi összetétele azonban gyakran jelentős mértékben különbözik. Bázikus andeziten és andezit-tufán kialakult barna erdőtalajok agyagfrakciójának ásványi összetétele beidelittel jellemezhető, löszplatókon kialakult erdőtalajokban az illit az uralkodó, végül a budai hegyek savanyú oligocén üledékein kialakult erdőtalajok agyagfrakciójára a kaolinit jellemző. Ez adatok megerősítik GRIM általánosítását, amely szerint egy talaj agyagfrakciója ásványi összetételének kialakításában adott és azonos éghajlati viszonyok között megkülönböztetett szerepe van az anyakőzet összetételének és az ezzel együtt járó sajátos ionkörnyezetnek a mállási zónában.

A jelen közleményben összefoglalt vizsgálatok célja, hogy:

1. összefüggéseket állapítson meg két indiai vörös vasas talajból kinyert agyagfrakció ásványi összetétele, valamint e talajok homok- és iszapfrakcióinak ásványi felépítése között,

2. az előbbieken során említett megállapítások tükrében tanulmányozza az ionkörnyezet természetét, amely ez — uralkodóan humid-trópusi mállási viszonyok közt kialakult — agyagokban levő másodlagos ásványok képződésénél fontos szerepet játszott.

Fenti célok érdekében a talajszelvényekből begyűjtött talajminták agyagfrakciójának ásványi összetételét kémiai és fizikokémiai módszerekkel, röntgen és DTA vizsgálatokkal tanulmányoztuk. A durva iszap frakció (20–50 μ)

ásványi összetételét röntgennel, ezt kiegészítő kémiai vizsgálatokkal, valamint — ahol lehetséges — közelítő becsléssel vizsgáltuk. Kidolgoztuk [5] a finom homok (50—100 μ) ásványtartalmának, az abban levő mállékony ásványok átalakultsági fokának vizsgálati módszereit és a talaj származásának pontosabb becslését agyagásványgenetikai vizsgálatok alapján. A talajképződési zóna ionkörnyezetének jellemzésére a talaj kémhatását, valamint a kicserélhető kationok mennyiségét és összetételét használtuk.

Vizsgálati anyag, módszerek

A tanulmányozott vörös vasas talajok a humid klímájú Manchkund és Padwa körzetekből származnak. A klímára, valamint a vizsgált talajok jellemző fizikai és kémiai tulajdonságaira vonatkozó adatainkat egy előző közleményünkben [6] ismertettük részletesen.

A vizsgált területeken az ősi alapközet főként kristályos pala [17], amely sok hematitot és limonitot, valamint gránát-magnetit rétegeket tartalmaz (lásd 2. ábra). Az alapközetet a keleti Ghat (Eastern Ghats) jól fejlett archaikus kőzeteinek monoton ismétlődő, változó vastagságú rétegei teszik változatosossá. Az alapvető kőzetcsoportok ebben a következők: gránát-szillimanit-kristályos pala és gnájsz (Khondalit-sorozat), Charnockite (hipersztén gránit)-sorozat, mész-gnájsz és gnájszos gránit.

A minták röntgen- és DTA-vizsgálatok céljára történő előkészítése a következőképpen történt: a nemzetközi módszerrel kinyert agyagfrakciót (< 2 μ) 0,05n HCl-s kezeléssel, majd ezt követő ismételt vizes kimosással és centrifugálással H-agyaggá alakítottuk.

A homokból nedves szitálással és ismételt dekantálással [13] kinyert durva iszapot (20—50 μ) AGUILERA—JACKSON [1] módszerével tisztítottuk meg a szabad oxidoktól.

Az agyag (< 2 μ) és durva iszap (20—50 μ) frakciót használtuk fel a röntgenvizsgálatokhoz, amelyek során nikkelszűrős CuK_α radiációt (hullámhossz 1,4524 Å) és Phillips-gyártmányú, nagyméretű (114,83 mm átmérőjű) Débye—Scherrer-kamrát alkalmaztunk.

A szervesanyagmentes H-agyag differenciál-termál görbéit házilag készített DTA készülékkel határoztuk meg.

A szabad oxidoktól mentes agyag összes és külső felületét DYAL—HENDRICKS [8] módszerével határoztuk meg. A talaj agyagfrakciójára vonatkozó Y-értékeket a MARTIN és RUSSEL [18] által megadott képlet alapján számítottuk.

Az agyagfrakció teljes kémiai elemzését ROBINSON [20] módszerével végeztük (szódás megömlésztés).

A szabad oxidokat redukciós-kelát módszerrel [1] vontuk ki, s a kivonat szabad vastartalmát térfogatossal elemzéssel határoztuk meg.

A durva iszapot Na_2CO_3 -s megömlésztés után analizáltuk. A káliumot lángfotométerrel, a kalciumot és magnéziumot komplexometriás titrálással határoztuk meg.

Az adszorpciós kapacitás meghatározására PEECH [19] ammóniumacetátos módszerét használtuk. A kicserélhető Ca^{2+} -t és Mg^{2+} -t komplexometriás titrálással, a Na^+ -t lángfotometriásan, a K^+ -t kobaltnitrites módszerrel [14] határoztuk meg.

Vizsgálati eredmények

A talajok kicserélhető kationjaira vonatkozó vizsgálati adatainkat az 1. táblázatban mutatjuk be. A humid zóna Manchkund és Padwa talajaiban a kedvező klímázási viszonyok miatt a kicserélhető kationok jelentős részét H⁺ képezi. A kicserélhető Ca²⁺ és Mg²⁺ mennyisége az arid-trópusi talajokhoz [6] viszonyítva meglehetősen kicsi, de ugyanígy kicsi a K-telítettség is. A kicserélhető Ca²⁺, Mg²⁺ és K⁺ talajszelvénybeli eloszlása — szükségszerűen — mindkét talaj esetében közel azonos.

1. táblázat

A vizsgált talajok kicserélhető kationjai

(1) A minta származási helye	(2) Földrajzi szélesség és hosszúság	(3) Mintavétel mélysége, cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	(4) V %	T ^o mgé/100 g	pH
			S %-ában					(pH=7)		
Manch- kund	18°32'35" N 82°33'40" E	0— 15	14,57	11,22	3,19	5,48	65,50	34,46	20,2	6,42
		15— 60	16,56	12,78	3,28	6,08	61,30	38,70	14,8	5,96
		60—120	32,99	21,20	6,02	5,46	34,32	65,68	14,5	5,57
Padwa	18°23'15" N 82°40'30" E	0— 15	16,62	20,19	2,07	7,75	53,37	46,63	11,7	5,99
		30—120	38,98	23,32	3,98	4,78	28,94	71,06	13,4	5,20

* NH₄- kicserélő képesség

Az adszorpciós kapacitásra, Y-értékre és belső felületre vonatkozó vizsgálati eredményeinket a 2. táblázatban foglaltuk össze. A Manchkund talaj adszorpciós kapacitásának értékei igen hasonlóak az illitéhez [12]. Ugyanezt mutatják a belső felületre vonatkozó mérési adatok is. A Padwa talaj, mint ez

2. táblázat

A vizsgált talajok agyagfrakcióinak etilénlikol-megkötő képessége, adszorpciós kapacitása és Y-értéke

(1) A minta származási helye	(2) Mintavétel mélysége, cm	(3) Összes felület		(4) Külső felület		(5) Belső felület		T mgé/100 g	(6) Y (felszíni réteg)
		g/g	m ² /g	g/g	m ² /g	g/g	m ² /g		
Manchkund	0— 15	0,042	136,6	0,016	52,6	0,026	84,0	20,5	9,0
	15— 60	0,045	145,7	0,027	82,0	0,019	59,7	18,2	
	60—120	0,048	154,2	0,032	103,5	0,016	50,7	21,7	
Padwa	0— 15	0,032	103,7	0,027	88,1	0,005	15,6	29,3	5,8
	30—120	0,039	126,4	0,017	55,9	0,022	70,5	26,3	

jellegzetes kicserélődési kapacitásából és belső felületének nagyságából következik, valószínűleg szintén illites agyagásványokat tartalmaz. Az alacsony Y-értékek (Manchkund: 9, Padwa: 5,8) azonban arra utalnak, hogy kaolinit is előfordul, s az illit mellett a kaolinit is fontos agyagásványalkotórész a vizsgált talajokban.

A talajok agyagfrakciójának teljes kémiai elemzés eredményeit a 3. táblázatban közöljük. A szilikátok mennyisége és a SiO₂ : Al₂O₃ arány világosan rámutat arra, hogy mindkét talajban jelentős az 1 : 1 típusú agyagásványok

3. táblázat

A vizsgált talajok agyagfrakcióinak teljes kémiai elemzése

(1) Minta származási helye	(2) Mintavétel mélysége, cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	(3) Izzítási veszteség	SiO ₂ : Al ₂ O ₃ mol. arány	(4) Szabad vas-oxidok Fe ₂ O ₃ %
		%									
Manchkund	0—15	38,59	26,82	14,80	3,73	0,54	0,62	3,49	11,19	2,4	2,05
	15—60	36,35	32,15	11,93	0,49	0,23	0,44	4,50	13,00	1,9	6,26
	60—120	40,01	31,36	14,17	0,30	0,26	0,38	2,31	11,97	2,2	1,17
Padwa	0—15	36,66	32,72	13,74	0,54	0,37	0,71	2,11	12,35	1,9	3,97
	30—120	39,60	33,46	12,49	0,50	0,40	0,79	1,54	12,47	2,0	4,66

mennyisége. A Manchkund agyag viszonylag nagy K₂O-tartalma ugyanakkor arra utal, hogy abban illit is előfordul.

A röntgenvizsgálatok eredményeit mutatjuk be az 5. táblázatban, felüntetve a rétegtávolságokat és azok viszonylagos intenzitását. A Manchkund agyag diffrakciós felvétele erős reflexiókat mutat 7,11 Å (001), 3,55 Å (002) és 2,57 Å-nél és (060) reflexiót 1,49 Å-nél. Mindezek kaolinit jelenlétére mutatnak. A vonalak intenzitása és élessége arra utal, hogy a kaolinit jól kristályosodott formában van jelen. A kaolinit jelenlétét bizonyítja az is, hogy 600 C°-on történő hevítés után a fenti jellemző vonalak eltűnnek. Egy diffúz reflexió 10 Å-nél, valamint 4,38, 3,55 (003) és 2,67 (004) Å-nél illitet jelez. A (001)

4. táblázat

A durva iszapfrakció néhány vizsgálati adata

(1) Minta származási helye	(2) Mintavétel mélysége, cm	T mgeé/100 g	K	Mg	Ca
			%		
Manchkund	0—15	2,2	1,6	0,56	—
	15—60	2,4	1,8	0,39	—
	60—120	2,2	2,5	0,33	—
Padwa	0—15	3,9	2,4	—	—
	60—120	3,5	2,2	—	—

reflexió intenzitása és diffúz természete arra utal, hogy az illit degradálódott.

A Padwa agyagban az agyagásványok közül a kaolinit tűnik legfontosabbnak, amelyet bizonyítani látszik az elsőrendű bazális reflexió nagy intenzitása 7,12 Å-nél, valamint a (002) 3,57 Å-nél és a (003) 2,30 Å-nél adódó vonala. A kaolinit mellett nyomokban illit is előfordul, aminek jelenlétére és mennyiségére az igen gyenge (001) reflexióból lehet következtetni.

Az 1. ábrán bemutatott DTA-görbék a Manchkund (15—60 és 60—120 cm) és Padwa (30—120 cm) kb. 500 C°-ig közel vízszintesek, s az alacsonyabb hőmérsékleti tartományban kis vízvesztést jeleznek. 567 és 602 C° között — a dehidroxilizációs reakcióknak megfelelően — egy éles endoterm csúcs jelentkezik. Ezt az endoterm csúcsot 980 C°-nál egy exoterm reakció követi, s ez arra utal, hogy ezen agyagok legnagyobb része jól kristályosodott kaolinit.

5. táblázat

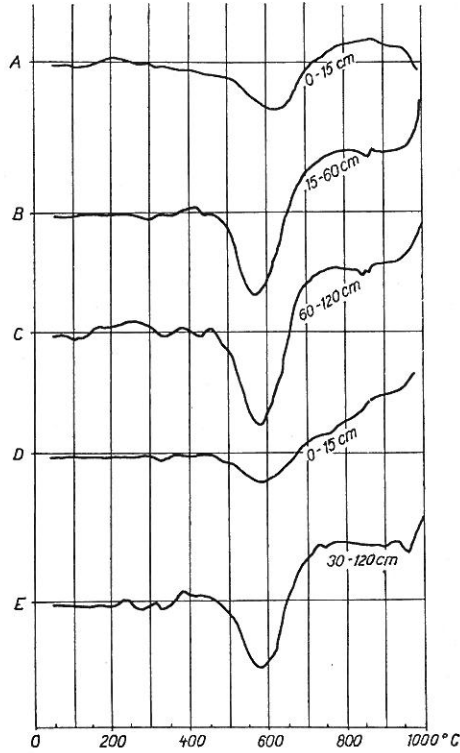
Rétegtávolságok (Å) és azok relatív intenzitása a röntgenfelvétel alapján

(1) Minta származási helye	(2) H - agyag				(3) Durva iszap			
	Rétegtávolság a kaolinhoz viszonyítva		Rétegtávolság az illithez viszonyítva		Rétegtávolság a földpátesoporthoz viszonyítva		Rétegtávolság a kvarchoz viszonyítva	
	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I
Manchkund 0-15 cm	7,11	7	10,0	(diffúz)	6,49	1/2	3,33	10
	3,55	3	4,38	5	5,80	1/2	2,78	1
	2,57	1	3,55	4	4,24	6	2,59	2
	1,49	1/2	2,67	1/2	3,75	4	2,46	1
			1,49	1/2	3,47	1	2,29	1
					3,23	3	2,25	1/2
					2,99	1 1/2	2,13	2
					2,90	1 1/2	1,99	1
							1,94	1/2
							1,83	4 1/2
							1,81	4 1/2
							1,68	3
							1,55	5
							1,50	1/2
						1,46	1	
						1,38	7	
						1,29	1 1/2	
Padwa 0-15 cm	7,12	10	10,0	(nagyon diffúz)			3,33	10
	4,48	5	4,59	3			2,45	5
	4,12	3	3,35	1	4,20	7	2,28	5
	3,57	8	1,49	6			2,23	3
	2,40	5					2,13	5
	2,49	4					1,98	5
	2,29	2					1,82	6
	2,01	2					1,67	5
	1,49	6					1,54	6
							1,46	2 1/2
							1,38	6 1/2
							1,29	3
							1,26	4
							1,23	3
						1,20	5	
						1,19	5 1/2	
						1,16	3 1/2	

A kaolin csoportba tartozó ásványok DTA-vizsgálata során FÖLDVÁRYNÉ [9] is megállapítja, hogy hasonló jellegű görbék jellemzők a kaolinra.

A 0-15 cm-es mélységből származó minták mindkét talaj esetében — eltérően a többi rétegektől — igen gyenge endoterm csúcsot mutatnak (1. ábra). E jellegzetességek, valamint a széles, púp-szerű dehidroxilizációs endoterm csúcsok — amelyek nem olyan élesek és intenzívek, mint általában a kaolinitnál — arra engednek következtetni, hogy a főként kaolinitból álló agyagfrakcióban e rétegekben szennyeződésként illit is van jelen. A DTA-görbék hasonló típusú jellegzetességeit illit és kaolinit keverékek vizsgálata során GRIM [11] is megfigyelte.

A durva iszapfrakció ásványainak röntgenvizsgálati adatait ugyancsak az 5. táblázat tartalmazza. Az adatok azt mutatják, hogy mindkét talaj 20–50 μ -os frakciójában a kvarc volt az uralkodó ásvány. A kísérő ásványok a földpátok [3] és a csillám. Ez utóbbi a Manchkund iszapban fordult elő nagyobb mennyiségben. A különböző rétegekből származó iszapfrakcióikkálium-



1. ábra

H-agyagok DTA görbéi. Manchkund: A—B—C, Padwa: D—E

tartalmára vonatkozó adatok (4. táblázat) szintén azt bizonyítják, hogy viszonylag kis mennyiségű K-megkötő ásvány van jelen ezekben a talajokban. A Ca hiánya és a K-tartalom arra utal, hogy a földpátok kizárólag K-földpátok formájában fordulnak elő, s a Ca-földpátok hiányoznak. A csillám ezekben a mintákban nemtipikus elsődleges csillámok formájában található meg, amelyek általában jól definiált bázisreflexiót adnak. Csillám jelenlétére itt a Manchkund és Padwa talajok durva iszap frakciójának röntgenvizsgálata során megfigyelt 10,987, illetve 11,354 Å-nél jelentkező elég erős reflexiók engednek következtetni. Újabb, alacsonyabb rendű bázistávolságok nem figyelhetők meg. A nyert (001) távolságok nagyobbak adódtak, mint a csillámra vonatkozó szokásos értékek (9,9 Å, 10 Å). Ez arra mutat, hogy a csillámok valószínűleg hidratált vagy közberétegzett formában vannak jelen. A kicserélődési kapacitás adatai szerint az iszapfrakcióban az ilyen másodlagos ásványok csak viszonylag kisebb mennyiségben fordulnak elő.

Vizsgálati eredmények értékelése, következtetések

A szóbanforgó talajok helyben (in situ) keletkeztek az Eastern Ghats archaikus kőzeteinek mállása során, humid-trópusi klimatikus viszonyok között. A talajképző kőzetet főként gránit és néhány kevert metamorf kőzet képezi [5]. Ez utóbbi főként csillámpala, amely a Manchkund talajban kis mennyiségű tremolit-palával, a Padwa talajban kis mennyiségű mészg-nájsszal keveredik. A talajképző kőzet uralkodó hatása a finom homok járulékos ásványainak összetételében is visszatükröződik, amelyben különösen a cirkongazdagság feltűnő (2. ábra), s utal a savanyú talajképző kőzet jelenlétére. A savanyú talajképző kőzet igen gazdag muszkovitban és K-földpátokban is, amely utóbbiak átalakulási állapotban vannak. A K-földpátokhoz viszonyítva a plagioklász földpátok igen kis mennyiségben fordulnak elő, nagyrészt bázikusak (a Padwa talajban anortit-szerűek) és eléggé átalakultak.

A K-földpátok viszonylag kis mennyisége és a plagioklász földpátok teljes hiánya az iszapfrakcióban rámutat a Na—Ca-földpátok K-földpátokhoz viszonyítottan nagyobb mállékonyságára. Ebből arra is következtethetünk, hogy e talajok iszapfrakciója kémiailag reaktívabb, mint a homokfrakció.

A határozottan savanyú kémhatás és a szabad vasoxidok jelentős mennyisége (3. táblázat) intenzív mállási és kilúgzási körülményekre utalnak. A talajképző kőzet bázismegkötő komponenseiből felszabaduló Ca^{2+} , Mg^{2+} és K^+ ilyen viszonyok közt eltávozik a talaj mállási zónájából. Ennek eredményeképpen a bázikus komponenseket (pl. mészpala) tartalmazó anyakőzet hatása nem juthat kifejezésre és a kicserélhető kationok tekintélyes hányadát H^+ képezi.

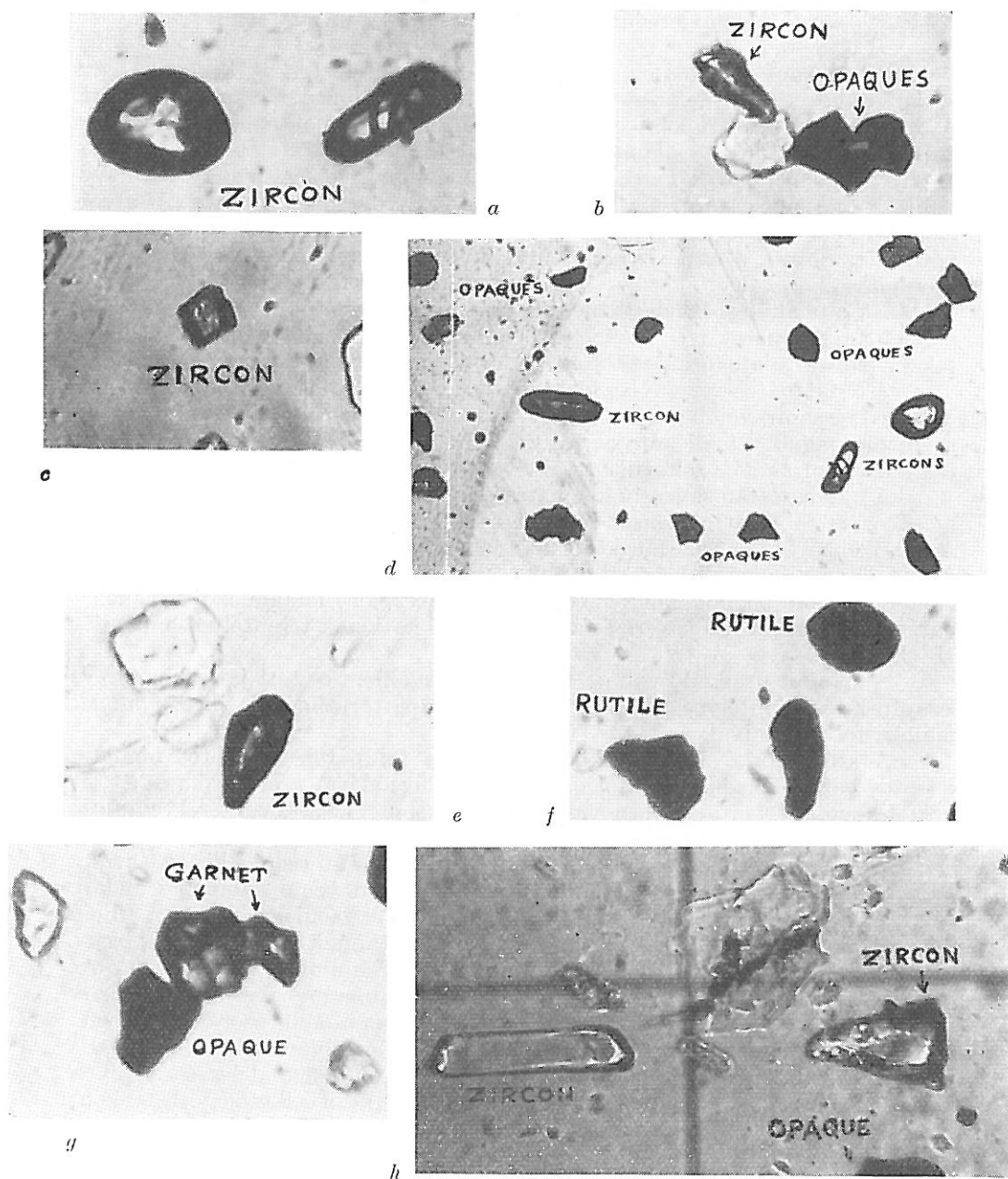
A kaolinit uralkodó volta a vizsgált agyagokban együtt jár a homok- és iszapfrakció tekintélyes földpát, főleg K-földpáttartalmával, illetve annak mállási folyamataival.

A szóbanforgó savanyú környezetben a földpátok hidrolitos bomlása jelentős báziskilúgzódást — főleg K és Ca kilúgzódást — eredményezhet, és végülis kaolinit képződéséhez vezet [15]. Hasonló következtetésekre jutott DE KIMPE *et al.* [7], KELLER *et al.* [16], CORRENS [4] is.

A csillám mállása során a K^+ -t fokozatosan H^+ cseréli ki, az ásvány hidratálódva először hidrocillámot képez [2], majd végül kaolinitté alakul. A muszkovit nagy mennyisége és a hidrocillámok megjelenése [5] a finom homokfrakcióban rámutat a csillám mállására és annak lehetőségére, hogy e talajokban a csillámok kaolinitté alakuljanak. A kaolinitképződés ez utóbbi ésszerű mechanizmusát SAND [21] is vizsgálta, tanulmányozva, hogy intenzív mállási viszonyok közt a csillámok hogyan alakulnak a mállás során kaolinitté.

GEREI [10] vizsgálatai szerint a szikképződési folyamat nem kedvező a kaolinit kialakulása szempontjából. A földpát és csillám mállása során ilyen körülmények közt illit típusú agyagásvány keletkezik, illetőleg esetenként illit — montmorillonit átalakulás tételezhető fel.

Ahol e mechanizmus végbemehet a savanyú gránit anyakőzet és az erős mállás-kilúgzás savanyú környezethez vezet, ami a szóbanforgó talajokban a kaolinitképződésnek kedvez. E talajok oxidáló környezete következtében bennük a vas relatíve oldhatatlan alakban van (a szabad vasoxid jelenléte és a homok vastartalmú ásványainak stabilitása miatt). Ezért a vas nem vesz részt a reakciófolyamatban, ami méginkább elősegíti a kaolinképződés folyamatát [15].



2. ábra

Mikrofotogram finom homokban található nehéz ásványokról (Keresztezett nikolokkal készült felvétel). Manchkund: *a*) cirkon ($\times 138$), *b*) cirkon, átlátszatlan ásványok ($\times 218$), *c*) cirkon ($\times 114$), *d*) cirkonból és átlátszatlan ásványokból álló ásványtársulás ($\times 53$). Padwa: *e*) cirkon ($\times 125$), *f*) rutil ($\times 78$), *g*) gránátok és átlátszatlan ásvány ($\times 154$), *h*) cirkon és átlátszatlan ásvány ($\times 174$).

Vizsgálati eredményeink azt mutatják, hogy minkét talaj ásványi összetétele a körülményeknek megfelelően kaolinit típusú. A kaolinit aránya különösen a Padwa agyagban igen magas, míg a Manchkund agyagban kissé nagyobb mértékben keveredik a kaolinithez illit. Tekintve, hogy a vizsgált talajok azonos természetű talajképző kőzeten alakultak ki és a klimatikus viszonyokban sincsenek lényegesebb különbségek a két talaj között (tekintve, hogy a vizsgált két talajszelvény viszonylag közel van egymáshoz), az agyag-ásványösszetételben tapasztalt kis —de nem lényegtelen — különbségek említést és magyarázatot érdemelnek. Ezt az anomáliát úgy magyarázhatjuk, hogy figyelembe vesszük a Padwa talajok intenzívebb mállottságát és kilúgzását, amit egyébként a viszonylag alacsonyabb pH, nagyobb agyagtartalom és nagyobb szabad vasoxidtartalom is bizonyít. E tulajdonságok különbözősége hasonló klimatikus viszonyok között feltételezhetően a Padwa talajokra ható bizonyos sajátos mikroklíma-hatásokkal magyarázhatóak, amelyek fokozták a kilúgzás hatékonyságát. E fokozott kilúgzó hatás eredményezte azután, hogy a Padwa talajok kaolinittartalma viszonylag nagyobb, mint a Manchkund talajoké.

Összefoglalás

A trópusi humid zónában előforduló két indiai vörös vasas talaj agyag-ásványait tanulmányoztuk kémiai és fizikai módszerekkel, beleértve röntgen és DTA vizsgálatokat is.

A vizsgálati eredmények alapján az előforduló agyagásványok képződésére, genetikájára vonatkozóan vontunk le következtetéseket, összefüggésben a talajok mállási zónájának ionkörnyezetével. Az alapvető talajképző kőzet a vizsgált két talaj esetében egyaránt gránit, bár helyenként Ca és Mg-tartalmú metamorf kőzetek is előfordulnak. A gránit igen gazdag muszkovitban és K-földpátokban. A talajképző kőzet bázikus és K-megkötő komponenseiből felszabaduló Ca^{2+} , Mg^{2+} és K^+ ionok az igen intenzív mállás és kilúgzás hatására eltávoznak a talaj mállási zónájából, így a talaj adszorpciós komplexusában a H^+ ionok válnak uralkodóvá. A savanyú talajképző kőzet és a savanyú ionkörnyezet eredményeképpen viszont a talajban a kaolinitképződés lép előtérbe és válik meghatározó tényezővé.

A savanyú közegben végbemenő mállás körülményei között a talajok agyagfrakciójában a kaolinit, a finom homok frakcióban pedig az elsődleges ásványok (főként K-földpátok és kisebb mennyiségben muszkovit) előfordulása válik jellemzővé.

Irodalom

- [1] AGUILERA, N. H. & JACKSON, M. L.: Iron oxide removal from soils and clays. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **17**. 359—364. 1953.
- [2] BATES, T. F.: Rock weathering and clay formation in Hawaii. In: Mineral Industries. Pennsylvania State Univ. **29**. (8) 1. 1960.
- [3] BROWN, G.: Other minerals. In: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralog. Soc. (Clay Minerals Group) 467—488. London. 1961.
- [4] CORRENS, C. W.: Experiments on the decomposition of silicates and discussion of chemical weathering. Clays and Clay Minerals. 10th Conf. 443—459. Pergamon. New York. 1963.
- [5] DATTA, B. & ADHIKARI, M.: Relation of parent material and environment to the clay minerals of some Indian soils of arid tropical zone. Agrokémia és Talajtan (közlés alatt).

- [6] DATTA, B. & ADHIKARI, M.: Effect of weathering and parent material on clay mineralization. Part. I. J. Ind. Chem. Soc. (közlés alatt).
- [7] DE KIMPE, C., GASTUCHE, M. C. & BRINDLEY, S. W.: Ionic coordination in aluminosilicic gels in relation to clay mineral formation. Am. Min., **46**. 1370—1382. 1961.
- [8] DYAL, R. S. & HENDRICKS, S. B.: Total surface of clays in polar liquids as a characteristic index. Soil Sci. **69**. 421—432. 1950.
- [9] FÖLDVÁRYNÉ, VOGL M.: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. Műszaki kiadó. Budapest. 1958.
- [10] GEREI, L. et al.: Talajmineralógiai folyamatok a Konyári-tó szikes talajaiban. Agrokémia és Talajtan. **15**. 469—487. 1966.
- [11] GRIM, R. E.: Differential thermal curves of prepared mixtures of clay minerals. Am. Min. **32**. 493—501. 1947.
- [12] GRIM, R. E.: Clay mineralogy. McGraw-Hill. New York. 1953.
- [13] JACKSON, M. L.: Mineral fractionation for soils. In: Soil Chemical Analysis. Adv. course. Wisconsin Univ. Madison. 1956.
- [14] JACKSON, M. L.: Soil chemical analysis. Prentice Hall. Englewood Cliffs. New Jersey. 1958.
- [15] KELLER, W. D.: Processes of origin and alteration of clay minerals. In: Soil Clay Mineralogy. (Ed.: C. I. Rich & G. W. Kunze). Univ. North Carolina Press. 1964.
- [16] KELLER, W. D., BALGORD, W. D. & REESMAN, A. L.: Dissolved products of artificially pulverised silicate minerals and rocks. Part I. J. Sed. Petrol. **33**. 191—204. 1963.
- [17] KRISHNAN, M. S.: Geology of India and Burma. Higgin Bothan. Madras. 1960.
- [18] MARTIN, R. T. & RUSSEL, M. B.: Clay minerals of four southern New York soils. Soil Sci. **74**. 267—269. 1952.
- [19] PEECH, M. et al.: Methods of soil analysis for soil fertility investigation. USDA Circ. No. 757. 1947.
- [20] ROBINSON, W. C.: Method and procedure of soil analysis used in the Division of soil chemistry and physics. USDA Circ. 1939.
- [21] SAND, L. B.: On the genesis of residual kaolin. Am. Min. **41**. 28—40. 1956.
- [22] STEFANOVITS, P.: Az agyagos rész vizsgálata jellemző talajtípusokban. Agrokémia és Talajtan. **8**. 37—48. 1959.

Érkezett: 1968. május 27.

Clay Mineralogical Study of Indian Red Ferruginous Soils Belonging to Humid Tropical Zone in Relation to Genesis

B. DATTA

Department of Applied Chemistry, Calcutta University, India

Summary

Clay minerals of two Indian red ferruginous soils belonging to humid zones are analysed by chemical and physical methods (including X-ray, D.T.A.) and the ways of their formation are genetically interpreted in relation to the ionic environment of the weathering zone. Principal parent rock underlying these soils is acid igneous, though, there are some calcium and magnesium bearing metamorphics. The former is highly rich in muscovite and K-feldspars. Whatever Ca, Mg and K are set free by the basic and K-bearing components of the parent rocks, might have, under the existing intense weathering, been removed away from the weathering zone and as a result H ions have entered dominantly in the soil exchange complex. And it is the influence of acid igneous parent material and acidic ionic environment which has favoured the formation of kaolinite in these soils. Primary minerals mainly K-feldspars and possibly muscovite in fine sand, under this condition of acid weathering, appear to be associated with kaolinite in clay.

Table 1. Exchangeable cations of the soils examined. (1) Place of sampling. (2) Latitude and longitude. (3) Depth, cm. (4) Percent base saturation at pH 7.0.

Table 2. Ethylene glycol retention, C.E.C. and Y-value of soils clay. (1) Place of sampling. (2) Depth, cm. (3) Total surface. (4) External surface. (5) Internal surface. (6) Y-value.

Table 3. Elemental analysis of soil clays. (1) Place of sampling. (2) Depth, cm. (3) Ignition loss, %. (4) Free oxides of iron as Fe_2O_3 , %.

Table 4. Partial chemical analyses of coarse silt. (1) Place of sampling. (2) Depth, cm.

Table 5. Lattice spacing in Å and their relative intensities in powder diagram of soil clay and coarse silt. (1) Place of sampling. (2) Soil clay. (3) Coarse silt.

Figure 1. Differential thermograms of H clays. A, B, C: Manchkund soil clay; D, E: Padwa soil clay.

Figure 2. Photomicrograph of heavy minerals in fine sand (plane polarized light).

Tonmineralienuntersuchungen mit einigen indischen roten eisenhaltigen Böden der humiden tropischen Zone, im Zusammenhang mit deren Genetik

B. DATTA

Institut für angewandte Chemie der Universität Kalkutta, (Indien)

Zusammenfassung

Es wurden die Tonmineralien zweier roten eisenhaltigen Böden der humiden tropischen Zone mit chemischen und physikalischen Methoden — Röntgen und DTA — untersucht.

Auf Grund der Ergebnisse wurden in Zusammenhang mit der Ionenumgebung der Verwitterungszonen der Böden bezüglich der Bildung und Genetik der vorkommenden Tonmineralien Folgerungen gezogen. Das fundamentale bodenbildende Gestein ist im Falle beider untersuchten Böden saueres eruptives Gestein, zwar kommen örtlich auch Ca- und Mg-haltige metamorphe Gesteine vor. Das sauerere eruptive Gestein ist sehr reich an Muskovit und K-Feldspaten. Aus den basischen und K-bindenden Komponenten des bodenbildenden Gesteines frei werdenden Ca^{2+} -, Mg^{2+} - und K^{+} -Ionen entfernen sich auf Einwirkung einer recht intensiven Verwitterung und Auslaugung aus der Verwitterungszone des Bodens, und so übernehmen im Adsorptionskomplex des Bodens die H^{+} -Ionen die führende Rolle.

Als Ergebnis des Zusammentreffens des saueren eruptiven bodenbildenden Gesteines und der saueren Ionenumgebung im Boden überwiegt die Kaolinitbildung und wird somit ein bestimmender Faktor.

Unter den Bedingungen der in sauerem Medium auftretenden Verwitterung wird für die Tonfraktion der Böden das Vorkommen des Kaolinit, für die feine Sandfraktion jedoch dasjenige der primären Mineralien (hauptsächlich K-Feldspate und in kleineren Mengen Muskovit) charakteristisch sein.

Tab. 1. Austauschbare Kationen der untersuchten Böden. (1) Herkunftsort; (2) geographische Breite und Länge; (3) Tiefe der Probenahme; (4) Sättigungswert in %.

Tab. 2. Äthylenglykol-Bindungsfähigkeit, Adsorptionskapazität und Y-Wert der Tonfraktion der untersuchten Böden. (1) Herkunftsort; (2) Tiefe der Probenahme; (3) gesamte Oberfläche; (4) äussere Oberfläche; (5) innere Oberfläche; (6) Y oberirdische Schicht.

Tab. 3. Chemische Analyse der Tonfraktionen der untersuchten Böden. (1) Herkunftsort; (2) Tiefe der Probenahme; (3) Glühverlust in %; (4) freie Eisenoxide.

Tab. 4. Einige Untersuchungsdaten der groben Schlammfraktion. (1) Herkunftsort; (2) Tiefe der Probenahme.

Tab. 5. Schichtenentfernungen (Å) und ihre relative Intensität auf Grund von Röntgen-Aufnahmen. (1) Herkunftsort und Tiefe der Probenahme; (2) H-Ton; (3) grober Schlamm.

Abb. 1. DTA-Kurven von H-Tonarten. A—B—C: Tonfraktion des Bodens bei Manchkund; D—E: Tonfraktion des Bodens bei Padwa.

Abb. 2. Mikrophotogramm über in feinem Sand auffindbare schwere Mineralien (Aufnahme bei gekreuzten Nicol-Prismen).

Минералогические исследования некоторых красных, содержащих железо, почв гумидной тропической зоны Индии в связи с их генезисом

Б. ДАТТА

Кафедра Химии Калькуттского Университета, Калькутта (Индия)

Резюме

Изучался минералогический состав двух красных, содержащих железо, почв встречающихся в тропической гумидной зоне Индии, с применением химических и физических методов, рентгенографии и ДТА.

На основании проведенных исследований сделали заключения относительно образования, генезиса встречающихся глинистых минералов, в связи с содержанием ионов в зоне выветривания почвы.

Для обеих почв почвообразовательной породой служил гранит, хотя местами встречались и метаморфические породы содержащие Са и Mg. Гранит весьма богат мусковитом и калиевыми полевыми шпатами. Ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ , освобождающиеся из почвообразующих горных пород, под влиянием интенсивного выветривания и вымывания удаляются из зоны выветривания почвы и таким образом поглощающий комплекс почвы становится насыщенным ионами H^+ . В результате кислых почвообразующих горных пород и кислой реакции среды в почве на первое место выступают процессы образования каолинита.

В процессе выветривания, происходящим в кислой среде, в глинистой фракции почвы характерным является присутствие каолинита, а во фракции тонкого песка встречаются первичные минералы (главным образом калийные полевые шпаты и в небольшом количестве мусковит).

Табл. 1. Обменные катионы в изученных почвах. (1) Место взятия образцов. (2) Географическая широта и долгота. (3) Глубина взятия образцов в см. (4) Насыщенность в %.

Табл. 2. Способность глинистой фракции изученных почв связывать этиленгликоль, емкость поглощения и величина U . (1) Место взятия образца. (2) Глубина взятия образца. (3) Общая поверхность. (4) Внешняя поверхность. (5) Внутренняя поверхность. (6) U -поверхностный слой.

Табл. 3. Валовой химический состав глинистой фракции изученных почв. (1) Место взятия образцов. (2) Глубина взятия образцов в см. (3) Потеря от прокаливания в %. (4) Свободные окислы железа в %.

Табл. 4. Данные анализа фракции грубого ила. (1) Место взятия образца. (2) Глубина взятия образца в см.

Табл. 5. Расстояние между слоями (Å) их относительная интенсивность на основании рентгенограмм. (1) Место взятия образца и глубина в см. (2) H^+ -глина. (3) Грубый ил.

Рис. 1. Кривые ДТА H^+ -глин. А—В—С — глинистая фракция почвы из Маньчжунд. D—E — глинистая фракция почвы из Падва.

Рис. 2. Микрофотограмма тяжелых минералов, встречающихся в тонком песке (сделана при скрещенных николях).