

SUELOS POLICÍCLICOS EN EL MACIZO GABROICO DE MONTE CASTELO (GALICIA, ESPAÑA): ESTUDIO DE SU EVOLUCIÓN EDÁFICA

M.J. FERNÁNDEZ SANJURJO, G. CORTI⁽¹⁾, F.C. UGOLINI⁽¹⁾

Dpto. Edafología e Química Agrícola. Facultade de Biología. Universidade de Santiago de Compostela, 15706, Santiago de C. (España)

⁽¹⁾ Dpto. di Scienza del Suolo e Nutrizione della Pianta. Università di Firenze. Piazzale delle Cascine, 28, 50144 Firenze (Italia)

Abstract. The soils of Galicia, NW Spain, developed on a gabbro parent material, often include one or more buried profiles. In the buried soil the interstratified kaolinite-smectite abounds, gibbsite is present in traces and the Fe oxyhydroxydes are mostly represented by goethite. In the modern soil the interstratified mineral is absent, gibbsite abounds and the Fe oxyhydroxydes are constituted by maghemite. Chemical results confirm that the modern solum has originated under conditions that strongly contrast with those that favoured the formation of the buried one. We inferred that the interstratified kaolinite-smectite is a fossil mineral that could help in reconstructing the pedogenetic history of these soils.

Keywords: kaolinite-smectite interstratified, leaching, weathering, buried soil, pedogenetic processes

Resumen. Los suelos de Galicia desarrollados sobre gabro frecuentemente presentan uno o dos perfiles enterrados, lo que indica que se trata de superficies relativamente estables y con una compleja edafogénesis. Con el objetivo de conocer los procesos que dieron lugar a la formación de estas superficies, se estudian las características químicas y mineralógicas de un suelo policíclico desarrollado en el macizo gabroico de Monte Castelo (Galicia, España). En el perfil enterrado se ha encontrado un interstratificado caolinita-esmectita, trazas de gibbsita y goethita. En el perfil actual, el interstratificado está ausente, abunda la gibbsita y los óxidos de Fe están representados principalmente por maghemita. Estos datos, junto con los resultados químicos, muestran que las condiciones de formación de ambos ciclos son muy diferentes y nos permiten seguir la evolución de este suelo. En este sentido, el interstratificado caolinita-esmectita se considera un mineral fósil que ayuda a reconstruir la historia edafogenética de esta zona

Palabras clave: interstratificado caolinita-esmectita, drenaje, alteración, suelo enterrado, edafogénesis

INTRODUCCIÓN

El concepto de inercia edafogenética, introducido por Bryan y Teakle (1949), indica que ciertas propiedades del suelo tienden a

persistir incluso cuando los factores responsables de su formación han dejado de actuar. Este concepto es la base para interpretar los rasgos de los paleosoles según las condiciones ambientales del pasado. Sin embargo, no

todas las propiedades del suelo tienden a persistir. Según Yaalon (1971), ciertas características tienen duración limitada mientras que otras permanecen por más tiempo.

El paisaje de Galicia, formado durante el Terciario, ha sufrido una considerable evolución morfológica, alternándose episodios de estabilidad, durante los cuales se han originado perfiles de alteración, con episodios de erosión y sedimentación. Esto explica por qué se encuentran, en menos de 2 m de profundidad, hasta 5 discontinuidades edafológicas y varios perfiles enterrados. Esta compleja historia evolutiva ha interesado a muchos investigadores y se han publicado numerosos trabajos sobre las propiedades químicas y micromorfológicas de estos suelos (e.g. Múcher et al., 1972; Puga Pereira et al., 1978; Macías Vázquez, 1981; García-Rodeja et al., 1987); no obstante no se ha estudiado con detalle la mineralogía de estos suelos policíclicos que, aparentemente, presentan los minerales habituales en los suelos de esta zona. Sin embargo, los trabajos de Corti y Fernández Sanjurjo (1993) y Corti et al., (1998) han puesto de manifiesto la presencia de un interestratificado caolinita-esmectita en los horizontes enterrados. El descubrimiento de este interestratificado es importante porque, por un lado, es el responsable de la formación de caolinitas de pequeño tamaño (Corti y Fernández Sanjurjo, 1993) y por otro, la presencia de capas esmectíticas, inusuales en estos suelos, podría tratarse de un relicto de antiguas edafogénesis.

El objetivo de este trabajo es reconstruir la edafogénesis de la zona utilizando los datos químicos y mineralógicos de un suelo policíclico desarrollado en un macizo gabroico del centro de la provincia de A Coruña. En concreto se intentará: i) aportar información sobre la evolución mineralógica del perfil actual y enterrado, ii) interpretar estas propiedades en función de los procesos edáficos y de alteración y iii) especular sobre los eventos responsables de su formación.

MATERIAL Y MÉTODOS

Las muestras se recogieron en las proximidades de Santiago de Compostela (Galicia, España), en el macizo gabroico de "Monte Castelo". La temperatura media anual de la zona es de 11,0° C, con 17,6°C para el mes más cálido (Agosto) y 6,4°C para el mes más frío (Enero). La precipitación media anual es de 1600 mm. Según la clasificación de Kôppen (1923) se trata de un clima mesotérmico húmedo (csb). El área presenta una exposición Sur y una altitud de 400 m s.l.m.. La superficie aparece ligeramente ondulada con una pendiente del 3 al 4%, y con algunos fragmentos gruesos en superficie. La vegetación es de tipo arbustivo representada principalmente por *Ulex europaeus*, *Erica cinerea*, *E. erigena*, *Pteridium aquilinum* y *Calluna vulgaris*.

Los suelos poseen un buen drenaje en superficie, con tendencia a disminuir en profundidad; no se evidencian actualmente condiciones de hidromorfía. Varios perfiles abiertos en la zona presentan una organización estratigráfica muy similar, con un suelo actual en la superficie, de 60-65 cm de espesor, desarrollado sobre clastos de gabro fresco conteniendo material coluvial; este suelo actual se encuentra separado de un suelo enterrado y truncado por una línea de piedras. El suelo enterrado se ha desarrollado a partir de la alteración in situ de la roca gabroica y presenta una fuerte alteración con propiedades próximas a un Oxisol. Dos secciones abiertas a 1,5 km (Macías Vázquez et al., 1978) y 5,7 km (García Paz, 1982), aproximadamente, de nuestra zona de estudio presentan características similares. Dado que este tipo de perfiles policíclicos son frecuentes en este macizo gabroico y que poseen una estructura relativamente uniforme, en este trabajo se presentan solamente los datos relativos a un perfil denominado PT2. Este suelo se clasifica como Typic Fulvudand (SSS, 1998). Debido a la gran profundidad del perfil las muestras de roca fresca para analizar no se han podido recoger *in situ* sino de un aflora-

TABLA 1. Descripción del perfil PT2

Clima: mesotérmico húmedo – Temperatura media anual del aire: 11°C – Precipitación media anual: 1600 mm – Posición geográfica: 43°6'40"N, 8°40'34"W – Elevación: 400 m s.l.m. - Exposición: SW - Pendiente: 3-4% - Material parental: gabra (Paleozoico).
 Vegetación: *Ulex europaeus*, *Erica cinerea*, *Erica erigena*, *Pteridium aquilinum*, *Calluna vulgaris*, *Daboecia cantabrica*.
 Suelo: Typic Fulvudand (Soil Survey Staff, 1998).

Profundidad cm	Color Munsell	Textura	Estructura	Consistencia	Plasticidad	Poros	Bordes	Observaciones
		†	‡	§	¶	#	‡‡	§§
A	2.5YR2/4	al	2f gm	hf; mola	mop	3mi&mf&f&m&gr	gd	fr con recubrimientos de Mn
BA	5YR3/4	l	2f-m gm	hf; mola	mop	2mi&mf&f, 2m&gr	gd	fr con recubrimientos de Mn línea de piedras
2Bwb1	7.5YR7/6	l	2m bs	hmfi; moa	mop	2mi&mf&f, 1m, 0gr	gd	Nódulos de Fe y Mn
2Bwb2	7.5YR6/6	l	2m-gr bs	hmfi; moa	mop	1mi&mf&f, 0m	gd	Nódulos de Fe y Mn
2Cb	7.5YR5/8							
	5YR5/8		saprolita			1mi&mf		Nódulos de Fe y Mn

†: a=arcillosa, l=limosa.

‡: 2=moderada; f=fina, m=media, gr=gruesa; gm=grumosa, bs= bloques subangulares.

§: h=húmedo, mo=mojado; fr=friable, fi=firme, mfi=muy firme; la=ligeramente adherente, a= adherente.

¶: mo=mojado; lp=ligerament plástico, p=plástico.

#: 0=escasos, 1=pocos, 2=comunes, 3=abundantes; mi=micro, mf=muy finos, f=finos, m=medios, gr=gruesos.

‡‡: g=gradual; d=difuso.

§§: fr= fragmentos rocosos.

miento de gabra próximo. La descripción del perfil se indica en la Tabla 1. La descripción y caracterización general de otros perfiles del área se encuentran en Corti y Fernández Sanjurjo (1993) y Corti et al. (1998).

Las muestras se secaron al aire y se pasaron por un tamiz de 2 mm. Todos los análisis se han realizado sobre la fracción fina. La textura se ha obtenido por el método de la pipeta de Robinson (Day, 1965), después de la eliminación de la materia orgánica con NaClO (Lavkulich y Wiens, 1970) y de los cementos férricos con ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (Mehra y Jackson, 1960). La fracción arena se separó por tamizado. Para la determinación del C orgánico y del N total se utilizó un autoanalizador CNS (Carlo Erba NA 1500 Series 2). El pH se midió potenciométricamente en H₂O y en una solución de NaF 1M tras 2 min de contacto sólido-líquido. Se extrajeron Fe y Al con pirofosfato sódico (Bascomb, 1968) y Fe, Al y Si con oxalato-NH₄ pH 3.8 en la oscuridad (Blakemore et al., 1981) y con DCB (Mehra y Jackson, 1960). Estos elementos se midieron por absorción atómica (AA) (Perkin Elmer 2380).

La submuestra usada para análisis mineralógicos se trató con NaClO (Lavkulich y Wiens, 1970) y DCB (Mehra y Jackson, 1960). Una alícuota de la muestra tratada se fraccionó en arena, limo y arcilla. La muestra total y las fracciones se sometieron a los siguientes tratamientos de diagnóstico: saturación con Mg y K, solvatación con glicerol, calentamiento a 300 y 550 °C. El estudio de los óxidos de Fe se realizó en otra submuestra no tratada con DCB. Las muestras se analizaron por DRX (difractómetro Philips PW 1730, radiación Co K α 1)

Para el estudio de los minerales no cristalinos se trataron las muestras de suelo con H₂O₂ (6%), posteriormente se pasaron por ultrasonidos a 20 kHz durante 15 min y se suspendieron en una disolución acuosa a pH 3.8. El material recogido se sometió a distintas extracciones: con pirofosfato sódico

(Bascomb, 1968), con oxalato amónico a pH 3 en la oscuridad (Blakemore et al., 1981) y con DCB (Mehra y Jackson, 1960); posteriormente se analizó mediante DRX. El contenido de los diferentes oxihidróxidos de Fe cristalinos se estimó combinando los resultados difractométricos y los resultados químicos.

El análisis elemental del suelo se llevó a cabo con un espectrómetro Philips PW 1410.

La capacidad de intercambio catiónica efectiva (CICE) se determinó con una solución de BaCl₂ 0.2M y los cationes (Ca, Mg, K y Na) se midieron por AA. El Al y los H intercambiables se extrajeron con KCl 1M y se determinaron por titulación (Yuan, 1959).

Para eliminar los polímeros de Al del espacio interlamilar, las muestras de arcilla se trataron con una solución de NaF 1M, tanto a temperatura ambiente como en ebullición durante 30, 60, 90, 120, 240 y 300 min (relación sólido-líquido, 1:5). Se determinó la CICE de estas arcillas tratadas, saturándolas con una solución de BaCl₂ 0.2M (relación sólido-líquido, 1:10). Las muestras saturadas (arcilla-Ba) se trataron durante 15 min con una solución de MgSO₄ 0.2M (relación sólido-líquido, 1:10) y se determinó el Mg en el sobrenadante con una solución de EDTA 0,025M en presencia de negro-eriocromo T, tamponado a pH 10 con NH₄Cl-NH₄OH.

Todos los análisis se realizaron al menos por duplicado.

RESULTADOS

Suelo actual

El contenido de arcilla de este suelo disminuye con la profundidad (aproximadamente un 10%) (Tabla 2). En el horizonte A, el contenido de C alcanza valores de 100 g kg⁻¹, y el contenido de N total es de 10 g kg⁻¹. Las cantidades de estos dos elementos se reducen hasta 1/3 en el horizonte BA (Tabla 2). Estos altos contenidos de C orgánico y N son frecuentes en los suelos de Galicia (Riveiro Cruz, 1992).

TABLA 2. Análisis físicos y químicos del perfil PT2.

	Textura			Carbón orgánico	Nitrógeno total	pH	
	Arena	limo %	Arcilla			H ₂ O	NaF
A	31.5	27.4	41.0	113.2	10.4	4.86	11.05
BA	32.8	37.6	29.6	35.5	3.6	4.86	10.34
2Bwb1	15.1	31.7	53.3	8.2	0.8	4.61	9.82
2Bwb2	14.2	30.6	55.1	3.6	0.7	4.63	9.27
2Cb	12.7	29.2	50.1	3.6	0.5	4.52	9.24
Roca fresca	-	-	-	0.0	0.0	9.19	nd

nd: no determinado

Los dos horizontes presentan una reacción ácida en H₂O. El pH en NaF es alto en ambos horizontes lo que podría implicar la presencia de materiales no cristalinos. Sin embargo, se han señalado otras causas para estos altos valores de pH; según Shoji y Ono (1978), el Al complejado con las sustancias húmicas en el horizonte A de Andosoles puede reaccionar con el NaF y provocar una fuerte reacción básica. En este sentido, en el horizonte superficial del perfil PT2 la mayoría del Al extraíble está complejado orgánicamente (Tabla 3).

En la Tabla 3 se presentan las cantidades de Fe y Al extraídos por pirofosfato (Fep, Alp) y las de Fe, Al y Si extraídos por oxalato-NH₄ ácido (Feo, Alo, Sio) y DCB (Fed, Ald, Sid). Como se ha indicado anteriormente, la mayoría del Al en los dos horizontes se encuentra en forma de complejos orgánicos (Alp), representando el 85% y el 74% del Alo para el horizonte A y BA respectivamente. En el horizonte superficial, el Alo es más alto que el Ald; esto podría sugerir la presencia de aluminosilicatos de bajo grado de orden, tales como la imogolita o el alófano (Dahlgreen y Ugolini, 1991); en este sentido, si calculamos la relación atómica Si/Al [(Alo - Alp / Sio] se obtiene un valor de 2.3, lo que podría indicar

la presencia de minerales alófano/imogolita ricos en Al. Sin embargo, la cantidad de estos minerales sería muy escasa ya que al multiplicar los valores de Sio por el factor de 10 (Parfitt, 1990) obtenemos un valor de 20 g kg⁻¹, correspondiente al 2% de alófano/imogolita. En el horizonte BA, la cantidad de Sio es de 1.4 g kg⁻¹; este es el valor límite aproximado para la presencia de aluminosilicatos de bajo grado de orden (Parfitt, 1990). Las mayores cantidades de Sid respecto a Sio indicarían la existencia de material *allophane-like* (Wada, 1989) o de gran cantidad de Si como impurezas en los minerales de Fe.

La suspensión de los suelos a pH 3.8 consigue extraer sólo el 1.6% de material seco para ambos horizontes. Además, la mitad de este material se trata de minerales cristalinos y 1/4 de oxihidróxidos de Fe (datos no mostrados). Así, la cantidad de aluminosilicatos de bajo grado de orden en este suelo se considera despreciable.

El Fed es claramente más alto que el Feo (Tabla 3) sugiriendo el predominio de los minerales de Fe cristalinos. La presencia de Ald en ambos horizontes (22.4 y 15.8 g kg⁻¹, respectivamente) puede justificarse por la sustitución de Fe por Al en los óxidos de Fe (Schwertmann, 1988). Resultados similares a

TABLA 3. Fe, Al y Si extraídos en pirofosfato sódico, oxalato-NH₄ a pH 3 y DCB en las muestras del perfil PT2.

	pirofosfato		oxalato NH ₄ pH 3			DCB			Fe _d -Fe _o	(Al _o -Al _p)/Si _o
	Fe	Al	Fe	Al	Si	Fe	Al	Si		
	g kg ⁻¹									
A	7.7	25.5	10.7	30.1	2.0	39.2	22.4	8.2	28.5	2.3
BA	6.7	11.3	10.8	15.2	1.4	64.4	15.8	6.0	53.6	2.8
2Bwb1	0.6	2.5	1.8	3.0	0.3	90.8	12.4	4.6	89.0	1.7
2Bwb2	0.1	1.0	1.2	3.0	0.2	88.4	9.2	5.6	87.2	10.0
2Cb	0.0	0.6	1.2	2.6	0.1	85.6	9.2	5.1	84.4	20.0
Roca fresca	0.0	0.0	0.2	0.4	0.0	3.6	0.2	0.1	3.4	-

Fe_d = hierro extraído en DCB; Fe_o = hierro extraído en oxalato-NH₄ pH 3; Al_o = aluminio extraído en oxalato NH₄ pH 3; Al_p = aluminio extraído en pirofosfato; Si_o = silicio extraído en oxalato NH₄ pH 3.

éstos han sido obtenidos por García-Rodeja et al. (1987) en varios Andosoles de Galicia.

En el horizonte A, los minerales de Fe cristalinos indicados por los datos químicos, están representados por maghemita e ilmenita (Tabla 4); en el horizonte BA se encuentra, además, goethita. La ilmenita sería heredada

del material parental mientras que los minerales de neoformación, maghemita y goethita, son más abundantes en el horizonte BA. Este hecho puede explicarse por el alto contenido de materia orgánica en el horizonte A, la cual dificulta la formación de oxidróxidos de Fe cristalinos (Schwertmann, 1986).

TABLA 4. Contenido de oxihidróxidos de Fe en el perfil PT2.

	goethita	maghemita g kg ⁻¹	ilmenita
A	0.0	18.7	9.8
BA	14.1	31.2	8.2
2Bwb1	86.5	2.0	0.5
2Bwb2	84.8	1.9	0.5
2Cb	82.0	1.8	0.6
Roca fresca	0.0	0.0	3.4

En el suelo actual los minerales primarios tienden a aparecer sólo en la fracción arena, o como trazas (anfíboles y piroxenos) o a bajos niveles (feldespatos) (Tabla 5). El cuarzo predomina en la arena pero también aparece en la arcilla de ambos horizontes. Respecto a la fracción arcilla, los principales minerales son la vermiculita hidroxialumínica (VH), la caolinita y la gibbsita. Los tratamientos de diagnóstico (saturación con Mg y

solvatación con glicerol) demuestran que la esmectita está ausente de ambos horizontes. La gibbsita es un mineral muy común en suelos de Galicia y su presencia se ha asociado con los estados iniciales de alteración en suelos bien drenados (Macías Vázquez, 1981). Se observa una menor formación de gibbsita en el horizonte A respecto al BA (Tabla 5), donde el efecto de retención del Al por parte de las sustancias húmicas es mayor.

TABLA 5. Composición mineralógica de la muestra total y de las fracciones arcilla, limo y arena del perfil PT2. Todas las muestras han sido tratadas con DCB.

Muestra total	Fracción	F	A	Pi	Q	T	Cl	E	Ol	Gr	M	VH	K-S	K	Gi
A	arcilla	(+)	tr	tr	++++(+)	-	-	-	-	-	tr	++(+)	-	+	+
	limo	-	-	-	+++	-	-	-	-	-	-	++(+)	-	++	++(+)
	arena	++	(+)	tr	+++++	tr	-	-	-	-	tr	++(+)	-	++	(+)
BA	arcilla	(+)	tr	tr	++++(+)	-	-	-	-	-	tr	++(+)	-	++(+)	++(+)
	limo	tr	-	-	+	-	-	-	-	-	-	++	-	+++	++++
	arena	(+)	(+)	tr	+++++	-	-	-	-	-	tr	++	-	++(+)	(+)
2Bwb1	arcilla	-	tr	-	+++++	tr	-	-	-	-	tr	+	-	+	tr
	limo	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	+++(+)	++++	(+)
	arena	-	tr	-	+	-	-	-	-	-	tr	tr	+++	++++	(+)
2Bwb2	arcilla	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	++++	++++	(+)
	limo	-	tr	-	+	-	-	-	-	-	tr	tr	++++	++++	(+)
	arena	-	(+)	-	++(+)	-	-	-	-	-	tr	tr	++++(+)	++(+)	(+)
2Cb	arcilla	-	-	-	+	-	-	-	-	-	tr	-	+++++	++++	tr
	limo	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	-	+++++	++	tr
	arena	-	-	-	++(+)	-	-	-	-	-	-	-	+++++	++(+)	tr
Roca fresca	arcilla	-	-	-	+	-	-	-	-	-	tr	-	++++++(+)	-	tr
	limo	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	-	++++++(+)	-	tr
	arena	-	-	-	++(+)	-	-	-	-	-	tr	-	++++++(+)	-	tr
		+++++	++	++	tr	tr	(+)	(+)	(+)	tr	-	-	-	--	-

F = feldespatos; A = anfíboles; Pi = piroxenos; Q = cuarzo; T = talco; Cl = clorita; E = epidota; Ol = olivina; Gr = granate; M = micas; VH = vermiculita hidroaluminica; K-S = interstratificado caolinita-esmectita; K = caolinita; Gi = gibbsita.
 + ≈ 10%; (+) ≈ 5%; tr = trazas; - = ausente.

Estos resultados indican que los coloides inorgánicos del suelo actual están formados principalmente por minerales de la arcilla y no por minerales de bajo grado de orden. Esta característica es típica de Andosoles no alofánicos (Shoji et al., 1985).

Los bajos valores de CICE (Tabla 6) pueden explicarse por: 1) la escasez de cargas en la materia orgánica debido a la abundancia del Al complejado, y 2) el bloqueo de las cargas por parte de los polímeros de Al formados en el espacio interlaminar de la vermiculita, único mineral 2:1 presente. El Al es el catión de cambio predominante y la saturación de

bases es del 43% en ambos horizontes (Tabla 6). La CIC aumenta considerablemente después de someter a la arcilla a ebullición en una solución de NaF durante 120 min (Fig. 1); para tiempos de ebullición mayores la CIC disminuye debido a la destrucción de las capas minerales.

A partir de los datos de la composición elemental (Tabla 7), se observa que el suelo actual es más pobre en Si, Mg, Ca y Na que la roca fresca, enriqueciéndose en Al, Fe, Ti y K. Estos datos pueden explicar la baja relación molar Si/Al de estos suelos.

TABLA 6. Cationes intercambiables, capacidad de intercambio catiónica efectiva (CICE) y saturación de bases (SB) del perfil PT2.

	Cationes intercambiables						CICE	SB
	Ca	Mg	K	Na	Al	H		
	cmol(+) kg ⁻¹							%
A	1.2	0.5	0.3	0.4	2.9	0.3	5.6	42.9
BA	0.5	0.2	0.3	0.5	1.7	0.3	3.5	42.9
2Bwb1	1.8	0.2	0.1	0.3	7.4	0.4	10.2	23.5
2Bwb2	1.3	0.2	0.1	0.3	8.6	0.4	10.9	17.4
2Cb	2.3	0.2	0.1	0.3	7.7	0.6	11.2	25.9

TABLA 7. Composición elemental del perfil PT2.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Otros	Si/Al*
	g kg ⁻¹									
A	378.6	355.7	214.2	23.1	11.5	5.4	2.3	2.4	6.9	1.80
BA	349.0	374.2	222.6	22.3	14.0	5.5	2.4	2.9	7.1	1.56
2Bwb1	430.6	338.8	197.2	15.7	9.1	0.7	0.7	5.3	1.9	2.18
2Bwb2	450.6	320.7	196.0	16.3	8.3	0.1	0.4	4.9	2.7	2.41
2Cb	460.0	315.0	193.3	14.0	8.8	0.1	0.4	5.8	2.6	2.48
Roca fresca	528.5	159.3	84.5	11.9	95.5	83.3	20.3	0.9	5.3	5.86

* relación molar

Suelo enterrado

Aunque la edad de este suelo enterrado no es conocida, tuvo que pasar suficiente tiempo para formarse una saprolita. Los tres horizontes se caracterizan por un alto contenido de arcilla ($\approx 50\%$) (Tabla 2). Las cantidades de C orgánico y N total son claramente inferiores a las del suelo actual, encontrándose los mayores contenidos de ambos elementos (8.2 y 0.8 g kg⁻¹, respectivamente) en el horizonte inmediatamente inferior a la línea de piedras (2Bwb1). Los valores de pH en H₂O para los tres horizontes se encuentran entre 4.5 y 4.6 y el pH en NaF en el intervalo 9.2-9.8 (Tabla 2).

Las cantidades de Al_p y de Al_o son muy bajas (Tabla 3), indicando la escasa importancia del Al complejo orgánicamente y la ausencia de alófono/imogolita. Las cantidades de Al_d son menores que en el suelo actual y, como en ese caso, atribuidas al Al incluido en la estructura de los óxidos de Fe. Los niveles de Si_o también son bajos, confirmando la ausencia de aluminosilicatos de bajo grado de orden. Además, tratando estos horizontes a pH 3.8 no aparece ningún material en suspensión.

El Fe extraíble (Tabla 3) está prácticamente en su totalidad en forma cristalina (Fed - Feo), con valores que varían entre 84 y 89 g kg⁻¹, bastante más altos que los del suelo actual (≈ 29 -54 g kg⁻¹). La mayoría del este Fe cristalino se encuentra en forma de goethita mientras que la contribución de la maghemita e ilmenita es muy escasa (Tabla 4).

En este suelo enterrado los minerales primarios más abundantes en la roca (feldespatos anfíboles y piroxenos) prácticamente han desaparecido. Igualmente, los minerales como talco, clorita, epidota, olivino y granate, que están presentes como accesorios en la roca, también han sido alterados durante la edafogénesis y no aparecen ni en el suelo actual ni en el enterrado. El mineral claramente más abundante en estos horizontes enterrados es el interstratificado caolinita-esmectita, cuyas características mineralógicas se encuentran en

Corti et al. (1998). Este mineral se considera precursor de la caolinita (Corti y Fernández-Sanjurjo, 1993); así, se puede observar que mientras el interstratificado caolinita-esmectita disminuye desde el horizonte 2Cb al 2Bwb1, la caolinita tiende a aumentar (Tabla 5). Por otro lado, la gibbsita se encuentra en menores proporciones que en el suelo actual.

La CICE de los horizontes enterrados, con unos valores de 10-11 cmol(+) kg⁻¹, es más alta que la de los horizontes actuales (Tabla 6). Estos valores pueden atribuirse a la mayor cantidad de fracción arcilla (Tabla 2) y minerales de la arcilla (Tabla 5) en el suelo enterrado. Sin embargo, la saturación en bases es menor en el ciclo antiguo ya que el Al de cambio representa el 70% de la CICE. La CIC después del tratamiento con NaF (Fig. 1) alcanza su máximo a los 240 min de ebullición para el horizonte 2Bwb1, después de 120 min para el horizonte 2Bwb2 y a temperatura ambiente para el 2Cb. Esto puede significar que el grado de condensación de los hidróxidos de Al dentro de los minerales 2:1 tiende a disminuir con la profundidad.

En este suelo enterrado, el contenido total de Mg, Ca y Na es inferior al del suelo actual y al de la roca fresca (Tabla 7). El Al, Fe y Ti son también más bajos que en el suelo actual pero superiores a los de la roca fresca, mientras que una tendencia contraria se observa para el Si. En términos de relación molar Si/Al, el suelo enterrado presenta valores más elevados que el actual, indicando condiciones más favorables para la estabilidad de las capas esmectíticas.

DISCUSIÓN

Las características químicas y mineralógicas del suelo actual y del enterrado sugieren que los dos ciclos se han formado bajo diferentes condiciones ambientales.

La pedogénesis actual está desarrollándose bajo un clima mesotérmico húmedo, que, según García-Rodeja et al. (1987), favo-

rece los procesos de andosolización. En el suelo actual, la ausencia de goethita en el horizonte A puede atribuirse al alto contenido de materia orgánica que impide su formación. Sin embargo, la presencia de compuestos orgánicos, en combinación con los frecuentes incendios que ocurren en esta área, contribuirían a la formación de maghemita (Schwertmann y Taylor, 1989). En el horizonte BA, donde el contenido de materia orgánica es menor, además de maghemita aparece la goethita. Los minerales secundarios están representados por VH, caolinita y

gibbsita. Estos minerales son característicos de suelos lavados y con alta actividad de Al; en este ambiente la caolinita puede formarse por aluminización de las vermiculitas (Wada y Kakuto, 1983) o por alteración de feldespatos (Harris et al., 1980). Los valores de la CIC de la arcilla (Fig. 1) son ~5 veces más altos en el horizonte A, indicando que en este horizonte la vermiculitas presentan un menor carácter hidroxialumínico que en el horizonte BA. Evidentemente las sustancias húmicas en el horizonte superior dificultan la formación de polímeros hidroxialumínicos.

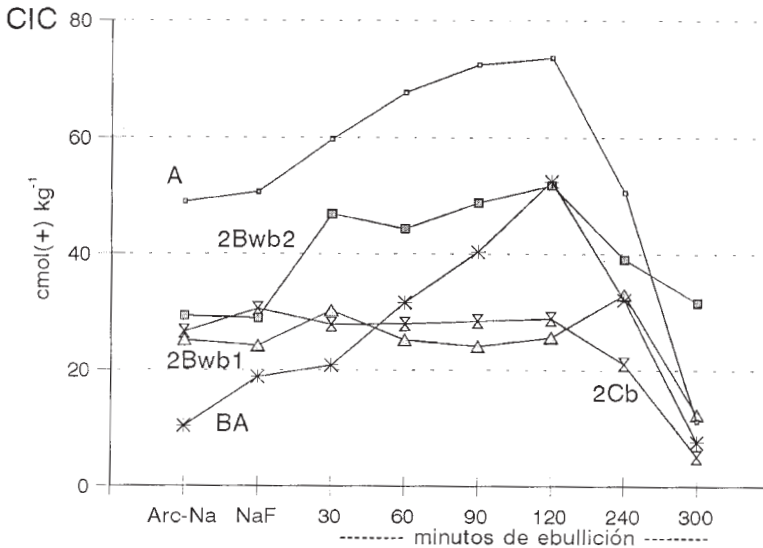


FIGURA 1. CIC de la arcilla sódica (arc-Na) y tratada con NaF a temperatura ambiente (NaF) y a ebullición durante varios periodos de tiempo.

En el suelo enterrado, la goethita predomina entre los minerales de Fe cristalinos, probablemente debido al bajo contenido de materia orgánica. Además, la alteración de ilmenita puede producir goethita (Fitzpatrick et al., 1978). Entre los filosilicatos secundarios destaca el interestratificado caolinita-esmectita, mientras que los minerales vermiculíticos están ausentes. La presencia simul-

tánea de capas de esmectita y de caolinita no es muy frecuente en los suelos ya que sus condiciones de formación se consideran muy diferentes. La esmectita es estable a baja actividad de Al y alta actividad de Si (Karathanasis y Hajek, 1984), así, generalmente se encuentra en suelos expuestos a condiciones de agresividad relativamente bajas. Contrariamente, la caolinita es un

mineral que está en equilibrio en suelos con alta actividad aluminica (Dixon, 1989). El interestratificado caolinita-esmectita se considera el paso intermedio a través del cual, por progresiva aluminización, la esmectita se transforma en caolinita (e.j. Jackson, 1962; Karathanasis y Hajek, 1983). Este proceso es activo, aparentemente, en el perfil PT2, donde el interestratificado tiende a disminuir hacia la parte alta del suelo enterrado, mientras la caolinita sigue una tendencia opuesta. Esto demuestra que la esmectita se forma primero y, posteriormente, su estructura se reorganiza y se transforma en caolinita.

A partir de estos resultados se podría deducir que la presencia del interestratificado caolinita-esmectita indica una variación en las condiciones ambientales durante el desarrollo de este suelo. Una variación de menor a mayor drenaje explicaría adecuadamente la formación de la estructura mineralógica encontrada en este suelo. Esta modificación podría haber sido inducida tanto por un incremento de la precipitación como por una elevación topográfica, la cual conllevaría un incremento del drenaje.

La composición elemental de los diferentes horizontes confirma la hipótesis de la variación de las condiciones de drenaje. En el suelo actual, el enriquecimiento en Fe y Al es indicativo de la fuerte agresividad de la actual pedogénesis. En el suelo enterrado, la menor acumulación de estos elementos y la mayor relación molar Si/Al evidencian el carácter moderado de la alteración. Sin embargo, estas condiciones han tenido que ser mantenidas por un tiempo relativamente largo para obtener la drástica reducción del Mg, Ca, Na y la desaparición de anfíboles, piroxenos e ilmenita, además de la formación de esmectita.

Durante el periodo de menor drenaje se produce la formación de esmectita, probablemente a partir de la alteración de piroxenos y olivinos (Craig y Loughnan, 1964; Loughnan, 1969). Posteriormente, con el aumento del drenaje; el suelo pierde los

cationes básicos solubles y aumenta la actividad del Al; esto provoca una progresiva aluminización de los minerales esmectíticos y la formación de caolinita a través del interestratificado caolinita-esmectita. La llegada del coluvio de piedras protege el suelo original de los agentes de alteración y explica que se mantenga todavía en la actualidad el interestratificado caolinita-esmectita. El suelo actual se ha desarrollado a partir del coluvio y, probablemente, sólo bajo las nuevas condiciones ambientales.

CONCLUSIONES

En este trabajo se han estudiado las características químicas y mineralógicas de un suelo policíclico, y se ha visto que los dos ciclos se han desarrollado bajo condiciones ambientales muy diferentes. A partir de los datos obtenidos se ha llegado a la conclusión de que el suelo sufrió un cambio climático o topográfico. El suelo enterrado se formó inicialmente en condiciones de baja intensidad de alteración. En este ambiente, con alta actividad de Si y de cationes básicos, se formaban en primer lugar minerales esmectíticos. Posteriormente, aparece un incremento del drenaje y, consecuentemente, una mayor alteración, suficiente para inducir la progresiva aluminización de esmectita, y su transformación en caolinita a través del interestratificado caolinita-esmectita. La llegada del coluvio de piedras provoca un truncamiento del suelo original y su protección frente a la alteración, facilitando la permanencia del interestratificado caolinita-esmectita hasta la actualidad. El suelo actual se desarrolló a partir de este coluvio y bajo condiciones ambientales más agresivas, lo que explica la presencia de VH, caolinita, gibbsita y óxidos de Fe, así como la ausencia de minerales esmectíticos.

Dentro de la historia evolutiva de este suelo, el interestratificado caolinita-esmectita puede ser considerado un mineral fósil, relicto de una antigua edafogénesis.

Agradecimientos. Quisiéramos expresar nuestro agradecimiento al Istituto per la Genesi e l'Ecologia del Suolo (CNR-Florenzia, Italia) por la ayuda instrumental y al Dr. E. García-Rodeja por sus útiles sugerencias.

REFERENCIAS

- Bascomb, C.L., (1968). Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *J. Soil Sci.* 19, 251-256.
- Blakemore, L.C., Searle, P.L., Daly, B.K., (1981). Soil Bureau Laboratory Methods: Methods for chemical analysis of soils. New Zealand Soil Bureau, Scientific Report No 10a. Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand.
- Bryan, W.H., Teakle, L. J. H., (1949). Pedogenic inertia - a concept in soil science. *Nature* 164, 969.
- Corti, G., Fernández-Sanjurjo, M. J., (1993). Trasformazione pedogenetica di smectite in caolinite in un suolo acido della Galicia (Spagna). *Quaderni di Scienza del Suolo* 5, 5-22.
- Corti, G., Fernández-Sanjurjo, M. J., Ugolini, F.C., (1998). Randomly interstratified kaolinite-smectite from Galicia (NW Spain): A new procedure for determination. *Clays Clay Min.* 46, 705-711
- Craigh, D.C., Loughnan, F.C., (1964). Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. *Aust. J. Soil Res.* 2, 218-234.
- Dahlgreen, R.A., Ugolini, F.C., (1991). Distribution and characterization of short-range-order minerals in Spodosols from the Washington Cascades. *Geoderma* 48, 391-413.
- Day, P.R., (1965). Particle fractionation and particle-size analysis. En *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling.* Black, C.A., Evans, D.D., Ensminger, L.E., White, J.L., Clark, F.E., eds. Am. Soc. Agron., Madison, WI, USA, 545-567.
- Dixon, J.B., (1989). Kaolin and serpentine group minerals. En: *Minerals in soil environments.* Dixon, J.B., Weed, S.B., eds. 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI, USA, 161-198.
- Fitzpatrick, R.W., Le Roux, J., Schwertmann, U., (1978). Amorphous and crystalline titanium and iron titanium oxides in synthetic preparations at near ambient conditions and in soil clays. *Clays Clay Min.* 26, 189-201.
- García Paz, C., (1982). Estudio de la meteorización de rocas básicas en Galicia. PhD Dissertation, Universidad de Salamanca, Spain.
- García-Rodeja, E., Silva, B. M., Macías Vázquez, F., 1987. Andosols developed from non-volcanic materials in Galicia, NW Spain. *J. Soil Sci.* 38, 573-591.
- Jackson, M. L., (1962). Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays Clay Min.* 11, 29-46
- Harris, W. G., Iyengar, S.S., Zelazny, L.W., Parker, J. G., Lietzke, D. A., Edmons, W. J., (1980). Mineralogy of a chronosequence formed in new river alluvium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 862-868.
- Karathanasis, A. D., Hajek, B. F., (1983). Transformation of smectite to kaolinite in naturally acid soil systems: structural and thermodynamic consideration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 158-163.
- Karathanasis, A. D., Hajek, B. F., (1984). Evaluation of aluminium-smectite stability equilibria in naturally acid soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 413-417.
- Köppen, W., (1923). *Die klimare der Erde.* Grundriss der Klimakunde, de Gruyter (ed.), Berlin, 369.

- Lavkulich, L. M., Wiens, J. H., (1970). Comparison of organic matter destruction by hydrogen peroxide and sodium hypochlorite and its effect on selected mineral constituents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34, 755-758.
- Loughnan, F.C., (1969). Chemical weathering of the silicate minerals. American Elsevier Publ. Co, New York, 27-66
- Macías Vázquez, F., Puga Pereira, M., Guitián Ojea, F., (1978). Suelos de la zona húmeda española. IX. Estudio de una catena sobre gabros. *Anales de Edafología y Agrobiología* 1-2, 117-138.
- Macías Vázquez, F., (1981). Formation of gibbsite in soils and saprolites of temperate-humid zones. *Clay Min.* 16, 43-52.
- Mehra, O. P., Jackson, M. L., (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Min.* 7, 317-327.
- Mücher, H. J., Carballas, T., Guitián Ojea, F., Jungerius, P. D., Kroonenberg, S. B., Villar, M. C., (1972). Micromorphological analysis of effects or alternating phases of landscape stability and instability on two soil profiles in Galicia, NW Spain. *Geoderma* 8, 241-266.
- Parfitt, R. L., (1990). Allophane in New Zealand – A review. *Aust. J. Soil Res.* 28, 343-360.
- Puga Pereira, M., Macías Vázquez, F., Guitián Ojea, F., (1978). Pedogenetical and geomorphological cycles in a catena of Galicia, NW Spain. *Catena* 5, 375-387.
- Riveiro Cruz, A., (1992). Datos para la evaluación agronómica de la provincia de La Coruña. Ensayo de una metodología. PhD Dissertation, Universidad de Santiago de Compostela, Spain.
- Schwertmann, U., Kodoma, H., Fisher, W.R., (1986). Mutual interactions between organics and iron oxides. En: Interactions of soil minerals with natural and microbe Huang, P.M., Schnitzer M., eds. Interactions of soil minerals with natural and microbes. Spec. Publ., 17. SSSA. Madison, WI, USA, 223-250
- Schwertmann, U., (1988). Goethite and hematite formation in the presence of clay minerals and gibbsite at 25°C. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 288-291.
- Schwertmann, U., Taylor, R.M., (1989). Iron oxides. En: Minerals in soil environments. Dixon, J.B., Weed, S.B., eds. 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI, USA, 379-438.
- Shoji, S., Ito, T., Saigusa, M., Yamada, I., (1985). Properties of nonallophanic Andosols from Japan. *Soil Sci.* 140, 264-277.
- Shoji, S., Ono, T., (1978). Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami, Japan. *Soil Sci.* 126, 297-312
- Soil Survey Staff, (1998). Keys to Soil Taxonomy. Eighth edition. U.S.D.A., N.R.C.S., U.S. Government. Printing Office, Washington, DC, USA, 326.
- Wada, K., (1989). Allophane and Imogolite. En: Minerals in soil environments. Dixon, J.B., Weed, S.B., eds. 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI, USA, 1051-1087.
- Wada, K., Kakuto, Y., (1983). Intergradient vermiculite-kaolin mineral in a Korean Ultisol. *Clays Clay Min.* 31, 183-190.
- Yaloon, D. H., (1971). Soil forming processes in time and space. En: Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols. Yaloon, D.H., ed. Int. Soc. Soil Sci., Israel Univ. Press, Jerusalem, Israel, 29-39.
- Yuan, T. L., (1959). Determination of exchangeable hydrogen in soils by a titration method. *Soil Sci.* 88, 164-167.

