ÍNDICES DE ALTERACIÓN Y METEORIZACIÓN DE SUELOS DE LA REGIÓN DE DENGANTHZA, MUNICIPIO TEPATEPEC DE FRANCISCO I. MADERO, HIDALGO

ALTERATION AND WEATHERING RATES OF SOILS IN THE REGION OF DENGANTHZA, TEPATEPEC MUNICIPALITY OF FRANCISCO I. MADERO, HIDALGO

Domínguez Soto-Julia María[1*]; Román Gutiérrez-Alma Delia[1]; Prieto García-Francisco[1]; Acevedo Sandoval-Otilio[1]; Serrano López-Sixto Sael[2]

[1]Área Académica de Químicas. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carretera Pachuca-Tulancingo, km 4.5. C. P. 42076. Pachuca, Hidalgo, MÉXICO. Teléfono 7717172000 ext. 2514. Correo-e: julia_moon_star@yahoo.com.mx (*Autor para correspondencia)

[2]Universidad Tecnológica del Valle del Mezquital, Colonia el Nith, Ixmiquilpan, Hidalgo, MÉXICO. Teléfono 017597232789 ext. 48

RESUMEN

El intemperismo o meteorización que sufren las rocas y los minerales en los depósitos del Cerro de Denganthza han sido estudiados a través de análisis de fluorescencia con el objeto de evaluar y cuantificar la geoquímica en los perfiles de meteorización. La intensidad del intemperismo fue cuantificada utilizando diversos índices de alteración (IM, índice de meteorización; CIA, índice de alteración química). La evolución geoquímica que sufren las muestras fue analizada utilizando los diagramas triangulares de Chesworth (1979, 2000) y A-CN-K, los de variación binario o diagramas Harker y de álcalis-silice (Le Maitre, 1989).

Las concentraciones de Na_2O, K_2O, Fe_2O_3 y TiO_2 se reducen considerablemente en los productos de la meteorización, y por el contrario las concentraciones de Al_2O_3, CaO y MgO incrementan indicando una etapa temprana en el desarrollo de los suelos, reflejándose un bajo grado de alteración del material. El contenido de SiO_2 versus $K_2O + Na_2O$ indican que las muestras del Cerro de Denganthza son dacitas, andesita, picrobasalto y en su mayoría foiditas.

Palabras clave adicionales: Meteorización, índices, alteración, geoquímica

ABSTRACT

Weathering experienced by rocks and minerals Denganthza Hill deposits have been studied by fluorescence analysis in order to assess and quantify the geochemical weathering profiles. Weathering intensity was quantified using different alteration rates (PWR, Potential Weathering Rate, WR, Weathering Rate, AR, Alteration Rate, CAR, Chemical Alteration Rate) The geochemical evolution suffered by the samples were analyzed using the Chesworth (1979, 2000) triangular diagrams and A-CN-K, the binary variation diagrams or Harker and alkali-silica (Le Maitre, 1989). Na_2O, K_2O, Fe_2O_3, TiO_2 concentrations are greatly reduced in the weathering products, and instead the Al_2O_3, CaO y MgO concentrations increase indicating an early stage in development of soils, reflecting a poor material alteration. SiO_2 versus $K_2O + Na_2O$ content indicate that the samples of Denganthza Hill are dacite, andesite and mostly picrobasalto foiditas.

Additional key words: Weathering, alteration, rates, geochemical

Recibido: 6 de julio, 2011
Aceptado: 26 de noviembre, 2011

INTRODUCCIÓN

La génesis de suelos es el estudio de la intemperización de los minerales primarios, la liberación de sus elementos, así como las posibles recombinaciones para formar nuevos constituyentes estables y minerales (Vela, 2004). Algunos suelos presentan características adquiridas durante su desarrollo y otros han evolucionado a partir de procesos geológicos acumulados en el tiempo y sus rasgos son el producto de la herencia de las formaciones geológicas, que suministran el material del suelo (Arnold, 1983).

La importancia del clima y del material parental como factores en la formación del suelo es expresada por numerosos autores (Torrent *et al*., 1979; Maher *et al*., 1994; Álvarez, 1998). Sin embargo, el comportamiento de los materiales de la roca no sólo depende de los factores antes mencionados, sino que es esencial cuantificar los cambios durante la meteorización. La meteorización o alteración se cuantifica de varias maneras, incluyendo el valor normalizado del elemento (o del óxido) usando las concentraciones del material parental o las concentraciones inmóviles del elemento en las muestras (Krauskopf, 1967; Minarik *et al*., 1983), cociente de elementos a los elementos inmóviles (Chesworth *et al*., 1981; Colman, 1982; Guan *et al*., 2001), medida y cálculo de la pérdida o aumento del peso (o del volumen) basado en el elemento inmóvil (Gresens, 1967; Grant, 1986; Mac Lean, 1990; Huston, 1993) e índices de alteración química (Izawa, 1994[a]; Düzgören, 2002; Price, 2003).

La principal suposición en la formulación de productos en los índices de alteración química consiste en que el comportamiento de los elementos químicos es controlado únicamente por el grado de meteorización. Más específicamente, se espera que, con la intensidad de la meteorización incremente: a) los óxidos mayores, incluyendo Al_2O_3, Fe_2O_3 y TiO_2, considerado inmóvil, sean constantes, b) SiO_2, Na_2O, K_2O, CaO y MgO, considerados móviles, empobrecimiento, y c) PXI (Pérdida por ignición) incremento en el contenido (Düzgören-Aydin *et al*., 2002).

Nesbitt y Young (1982, 1984, 1989) y Nesbitt *et al.* (1996) proponen utilizar diagramas A-CN-K y A-CNK-FM para evaluar los patrones de meteorización. Estos autores han demostrado que, sin importar la diversa composición de las rocas, los procesos de meteorización siguen tendencias simples y comunes que no son afectadas por las condiciones climáticas bajo las cuales se originaron. Con respecto al grado de meteorización proponen utilizar el diagrama ACNK, en el cual se puede evaluar el patrón de meteorización desde la roca fresca hasta los últimos productos de meteorización (Fedo *et al*., 1995). La mayoría de los trabajos en este sentido se han concentrado en evaluar los cambios geoquímicos y geomecánicos que sufren los perfiles de meteorización de las rocas fuentes; sólo algunos pocos trabajos han tratado de correlacionar los procesos de meteorización y los depósitos de vertiente (Mcfadden, 1988; Modenesi-Gauttieri, 1996).

Los estudios geoquímicos sobre las rocas, suelos y sobre todo de origen y evolución en el cerro de Denganthza son prácticamente nulos. El conocimiento acerca del origen y evolución de esta área de estudio, es de vital importancia y de gran utilidad en la elaboración de propuestas que permitan la conservación y manejo adecuado de esta zona, que se encuentra poco perturbada por las actividades humanas.

En este trabajo se tiene como objetivo presentar y discutir por primera vez los datos geoquímicos (elementos mayores), estudiar los patrones de meteorización y la intensidad de los procesos en los depósitos de vertiente en el cerro de Denganthza, Valle del Mezquital, y relacionarlos con las rocas fuentes que originaron dichos depósitos, cuya localización se muestra en la Figura 1.

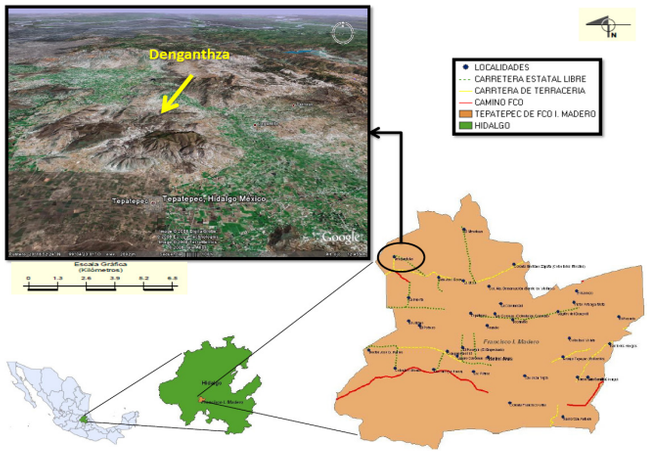


Figura 1. Municipio de Francisco I. Madero, indicando el área de estudio, vías de acceso y localidades

MATERIALES Y MÉTODOS

Localización y características del área de estudio

El área de estudio se localiza en las inmediaciones del poblado de Denganthza, Municipio de Tepatepec de Francisco I. Madero, en lo que se conoce como la Sierra de Miguel Acambay, comprendida en el centro del Valle del Mezquital, entre las poblaciones de Actopan, Ixmiquilpan y Progreso de Obregón, en el estado de Hidalgo; sus coordenadas geográficas son las siguientes: 20°16´34" y 20°17´00"N y 99°07´00" y 99°07´10°W a una altitud de 2,050 m. Esta zona se ubica dentro de la provincia geológica de la Faja Volcánica Transmexicana del Cenozoico, y ambiente geotectónico de arco continental (Ortega *et al.,* 1992). Los horizontes estudiados se ubican en la Formación Tarango (Plioceno-Pleistoceno), constituida por depósitos de cenizas volcánicas, pómez, lavas y tobas de naturaleza dacítica (Fries, 1960). Geomorfológicamente la zona se caracteriza por lomeríos, con pendientes convexas entre 6 y 20 %.

El clima, con base en Köppen, modificado por García (1988) y citado por Inzunza (2005), es Bs1K seco estepario con lluvia en verano, siendo la precipitación total anual de 581.4 mm y la temperatura media anual de 17.5 °C. La vegetación es escasa y está formada por matorrales xerófilos, con la dominancia de especies espinosas tales como mezquite (*Prosopis* sp.), lechuguilla (*Agave lechuguilla* sp.), garambullo (*Lophocereus* sp.), cardón (*Pachycereus* sp.) y ocotillo (*Pringlei* sp.).

Para los estudios de estos suelos, los sitios de muestreo se eligieron a partir de un estudio previo de fotointerpretación. Se utilizaron fotografías aéreas verticales, pancromáticas, blanco y negro, escala 1: 75 000 y 1: 30 000, y material cartográfico de apoyo (Acevedo, 2003). Esta fase se complementó con recorridos por la zona. Las muestras del sitio de estudio fueron las más representativas del estrato de 0 a 30 cm de profundidad de los suelos de colores identificados en forma visual; se seleccionaron 14 puntos entre 2,260 y 2,338 m de altitud en función de la coloración que presentaban los suelos. El número de muestras, dependiendo del color, fue entre 15 y 20; posteriormente, para la homogenización y obtención de la muestra compuesta, se empleó el método del cuarteo descrito por Henríquez *et al.,* 1999. Una vez en el laboratorio, las muestras se secaron al medio ambiente y tamizaron a través de una malla de 2 mm.

Las características morfológicas de los suelos se exponen en el Cuadro 1, indicando la altura, coordenadas geográficas, la coloración en seco y húmedo así como las características físicas y químicas de las muestras. Los suelos presentan intensas coloraciones y límites difusos entre los horizontes. Sin embargo, lateralmente su desarrollo es discontinuo, pues en las áreas respectivas son muy abundantes los afloramientos rocosos.

La meteorización de los suelos fue determinada mediante óxidos totales, cuantificados por Fluorescencia de Rayos X (FRX) en un aparato marca Siemens modelo SRS-3000. Con los análisis de óxidos totales se calcularon los índices de alteración y meteorización; se relacionaron los diferentes componentes químicos en general expresados en moles:

Índice de meteorización (González, 2004; Acevedo, 2010)

$IM1 = SiO_2 / Al_2O_3$

$IM2 = SiO_2 / Fe_2O_3$

Índice de Alteración Química (Zarza, 2010)

$CIA = [(Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$

Para establecer la evolución geoquímica que sufren los materiales durante la alteración, se utilizaron los diagramas triangulares propuestos por Chesworth (1979, 2000) observando el comportamiento relativo de los tres componentes $((CaO + MgO) + (Na_2O + K_2O) + (SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3))$ y $SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$ de lo que se denomina "sistema residual" y el diagrama A-CN-

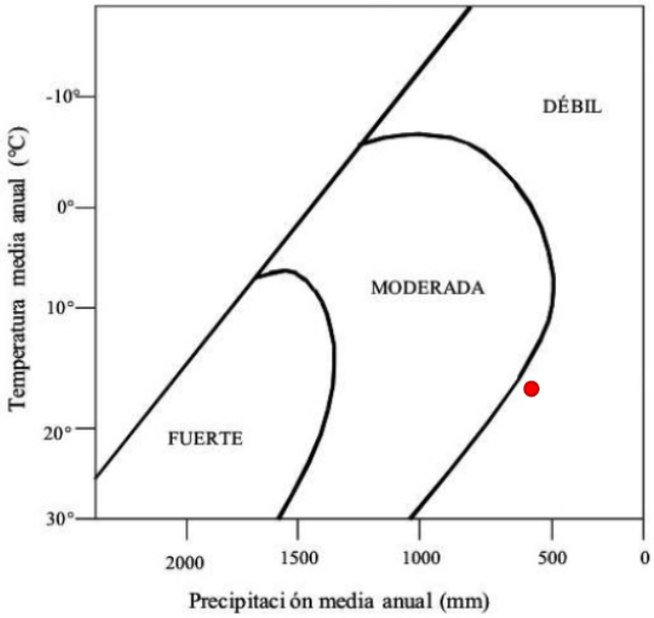
CUADRO 1. Descripción de los puntos de muestreo del ejido de Denganthza.

Muestra	Altura (msnm)	Coordenadas geográficas		Descripción
		Latitud (N)	Longitud (W)	
1	2338	20° 17′ 49.6′′	99° 06′ 54.8′′	Pardo oscuro amarillo 10YR4/6 (h) y Amarillo 10YR7/6 (s). Textura franco arcillo arenosa, débilmente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
2	2302	20º 17′ 49.6′′	99º 06′ 54.8′′	Amarillo pálido 2.5Y7/3 (h) y 2.5Y8/2 (s). Franco arcillo arenosa, débilmente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica
3	2298	20º 17′ 51.8′′	99º 06′ 56.4′′	Pardo olivo claro 2.5Y5/3 (h) y Gris pardo claro 2.5Y6/2 (s). Franco arcillo arenosa, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
4	2287	20°17′ 54.8′′	99º 06′ 59.8′′	Pardo oscuro 7.5YR3/2 (h) y Gris 7.5YR5/1 (s). Textura Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
5	2277	20º 17′ 57.8′′	99º 07′ 01.01′′	Amarillo pálido 5Y8/4 (h) y 5Y8/3 (s). Franco arenoso, fuertemente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
6	2273	20º 17′ 58.5′′	99º 07′ 01.4′′	Pardo rojizo oscuro 2.5YR5/3 (h) y 2.5YR3/4 (s). Franco arenoso, débilmente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
7	2270	20º 17′ 59.5′′	99º 07′ 02.1′′	Olivo oscuro grisáceo 5Y3/2 (h) y Olivo grisáceo 5Y4/2 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
8	2320	20º 17′ 50.5′′	99º 06′ 52.6′′	Pardo fuerte 7.5YR2.5/3 (h) y Pardo oscuro 7.5YR3/2 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
9	2323	20º 17′ 50.0′′	99º 06′ 52.5′′	Amarillo olivo 2.5Y6/8 (h) y Amarillo 2.5Y7/6 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
10	2312	20º 17′ 50.5′′	99º 06′ 53.5′′	Amarillo pálido 5Y7/3 (h) y Olivo pálido 5Y6/3 (s). Franco arenoso, débilmente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánica.
11	2309	20º 17′ 50.0′′	99º 06′ 53.4′′	Amarillo pálido 2.5Y8/3 (h) y Amarillo 2.5Y8/6 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Pobre en materia orgánico.
12	2297	20°17′51.7′′	99°06′55.9′′	Gris claro 5Y7/2 (h) y Amarillo pálido 5Y7/3 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Baja en materia orgánica.
13	2265	20°20′00.00′′	99°04′0.00′′	Pardo amarillo claro 10YR6/4 (h) y Pardo amarillento 10YR5/8 (s). Franco arenoso, moderadamente alcalino, no salino. Baja materia orgánica.
14	2260	20°18′04.7′′	99°07′04.5′′	Rojo pálido 2.5YR7/2 (h) y Rojo débil 2.5YR5/2 (s). Franco arenoso, no salino. Baja materia orgánica.

K utilizado para evaluar la composición de las muestras ricas en plagioclasas fresca y feldespato potásico (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Nesbitt *et al*., 1996). Otros trazadores utilizados son los diagramas de variación binarios o Diagramas Harker del conjunto de pares de óxidos mayores en combinación con el incremento de SiO_2 (en abscisa) considerando la evolución química de las muestras (Petrinovic, 1999; Martínez, 2002), y se empleó el diagrama binario álcalis-sílice (Le Maitre, 1989) para la clasificación química, que indica la suma del $Na_2O + K_2O$ (en forma de sus óxidos) en la ordenada *versus* el contenido en SiO_2 en la abscisa. Los diagramas binarios y ternarios fueron graficados en el programa Origin Pro8 SR0 versión 8.0725 y TriDraw versión 4.5a.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

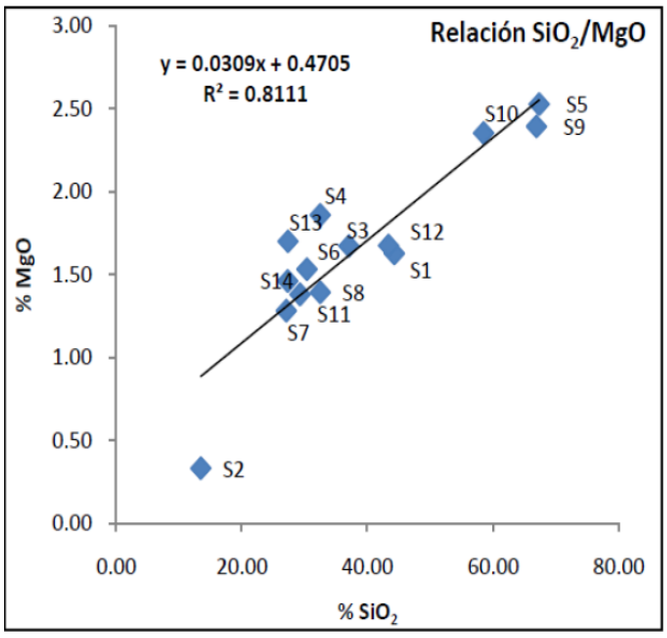
Tomando como referencia las condiciones ambientales, particularmente el clima (relaciones entre temperatura y humedad), que constituyen un factor de alta significación en determinar el tipo e intensidad de los procesos de descomposición y desintegración, se observa que a 17.5° C (temperatura media anual) y 581.4 mm (precipitación media anual), factores climáticos del área de estudio indican que la intensidad de meteorización química es débil (Figura 2); autores como Porta (1994, citado en González, 2004) mencionan que las características climáticas, en particular los elementos de precipitación y de temperatura, son factores que influyen en la intensidad de la meteorización; de ahí que se pueda determinar que la meteorización de los materiales en el área de estudio es menos intensa que en zonas húmedas y cálidas (González, 2004).



Fuente: Cooke y Doornkamp (1990), citado en González, 2004
Figura 2. Intensidad de meteorización química en el área de estudio.

Pérdidas y ganancias de óxidos totales

En las 14 muestras de suelos el impacto por intemperismo no es muy severo; con base en las cantidades que se determinaron de óxidos totales, la cantidad de SiO_2 es muy elevada en comparación con la del Al_2O_3. El orden y la abundancia de los óxidos es SiO_2>CaO>Al_2O_3>Fe_2O_3 aunque se reportan bajos contenidos de óxidos de Mg, Na y K, que corresponden a una etapa temprana en el desarrollo de los suelos, reflejándose un bajo grado de alteración del material (Chesworth, 1979; Acevedo y Flores, 2000). Las relaciones molares (Cuadro 2) del índice de meteorización SiO_2/ Al_2O_3 (4.55 a 9.19) y de SiO_2/ Fe_2O_3 (10.72 a 74.73) mostraron un predominio del SiO_2 indicando un bajo grado de alteración en las 14 muestras; estos valores se consideran característicos de



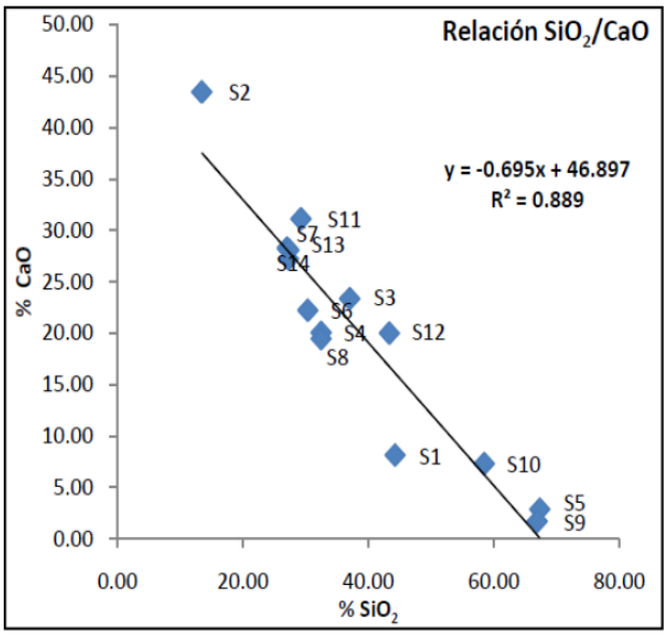


Figura 3. Diagrama de Harker (SiO_2/MgO y SiO_2/CaO).

CUADRO 2. Contenido de óxidos totales en las muestras analizadas del ejido de Denganthza.

Muestra	Óxidos totales %										Índices de Alteración y Meteorización Relaciones molares		
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 total	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	IM1	IM2	CIA
1	44.28	1.46	14.62	10.97	0.20	1.63	8.14	0.73	1.45	0.40	5.13	10.72	45.43
2	13.48	0.26	3.18	1.85	0.06	0.33	43.46	0.06	0.09	0.09	7.19	19.31	3.85
3	37.04	0.47	8.80	3.71	0.09	1.67	23.35	0.28	0.70	0.16	7.14	26.57	16.77
4	32.49	0.92	12.09	6.22	0.11	1.86	20.06	0.32	0.70	0.27	4.55	13.88	24.25
5	67.32	0.21	12.87	2.39	0.03	2.53	2.87	0.49	0.50	0.12	8.87	74.73	66.48
6	30.37	0.94	10.91	6.13	0.13	1.53	22.22	0.59	0.91	0.27	4.72	13.17	20.48
7	27.08	0.30	7.36	2.42	0.12	1.28	28.28	0.18	0.35	0.08	6.24	29.78	12.37
8	32.49	0.97	11.23	6.59	0.11	1.39	19.46	0.70	0.79	0.24	4.91	13.10	23.09
9	66.90	0.71	12.35	4.31	0.01	2.39	1.69	0.39	0.99	0.09	9.19	41.22	72.15
10	58.48	0.59	12.60	3.36	0.08	2.35	7.30	0.76	0.79	0.16	7.87	46.29	45.01
11	29.28	0.27	6.37	1.91	0.08	1.38	31.11	0.35	0.50	0.11	7.80	40.80	9.94
12	43.36	0.34	8.47	2.89	0.11	1.68	19.99	0.28	0.55	0.11	8.68	39.94	18.46
13	27.35	0.34	9.08	3.33	0.09	1.70	28.08	0.29	0.77	0.16	5.11	21.85	14.77
14	27.30	0.67	7.91	4.28	0.07	1.46	27.22	0.39	0.73	0.17	5.85	16.96	13.44

IM1/IM2: Índice de Meteorización 1/2 (González, 2004; Acevedo, 2010)
CIA: Índice de Alteración Química (Zarza, 2010)

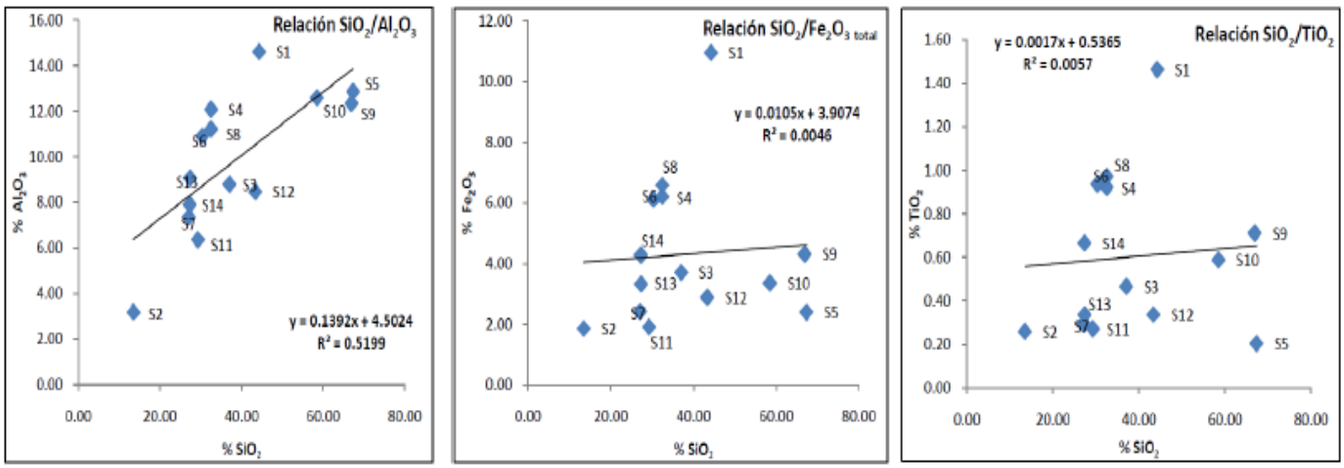


Figura 4. Diagrama de Harker (SiO_2/Al_2O_3, SiO_2/Fe_2O_3 y SiO_2/TiO_2).

materiales poco alterados, donde la escasa precipitación favorece la acumulación de sílice (Kendrick y McFadden, 1996).

Diagramas de Harker

Calcio (CaO) y magnesio (MgO)

El porcentaje de carbonatos (traducido aquí por óxido de calcio, CaO) está entre 1.69 y 43.46 %, encontrándose en la mayoría de las muestras valores mayores al 15 %, y se pueden considerar como arenas calcáreas (Nachite, 2005). Los elementos más abundantes (SiO_2 y CaO) están inversamente relacionados entre sí, evidenciando la presencia de arenas cuarzosas (Nachite, 2005). Los valores de Mg, que oscilan entre 2.53 a 0.33 % (Cuadro 2), muestran un a buena correlación positiva con el SiO_2 (R^2=0.8111), indicando un aumento de Si y Mg en la misma proporción y la existencia de una estructura de Ca y Mg en relación 1:1. La poca representatividad de este compuesto indica que las muestras de suelos son relativamente maduras (Figura 3).

Aluminio (Al_2O_3), Hierro total (Fe_2O_3), Titanio (TiO_2)

En el diagrama Harker $SiSO_2$ contra Al_2O_3 (Figura 4)

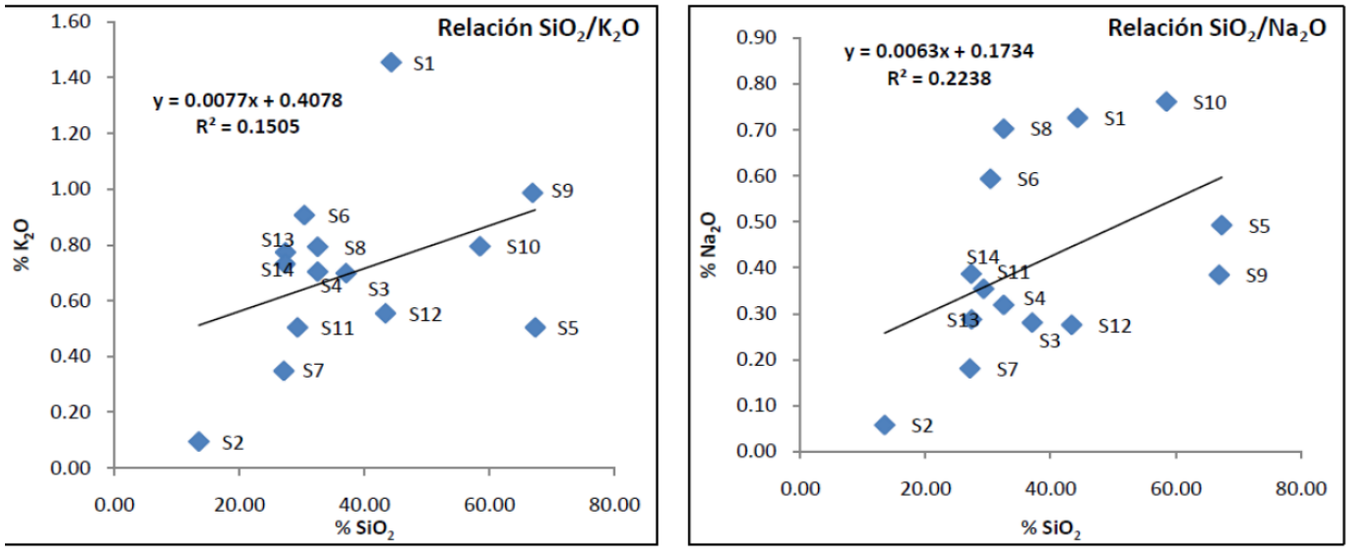


Figura 5. Diagrama de Harker (SiO_2/K_2O y SiO_2/Na_2O).

los suelos exhiben una correlación positiva (R^2=0.5199), observándose que al aumentar el Si aumenta el Al, lo cual indica claramente la influencia de aluminosilicatos en las muestras de suelo; con base en estos resultados se puede deducir la presencia de alófanos ricos en silicio (Wada 1989; Shoji *et al*., 1993; citado en Campos, 2010). El contenido de hierro total varía de 10.97 a 3.18 % y de titanio 1.46 a 0.21 %, el cual se considera uno de los elementos más insolubles (cuadro V.1.); los diagramas de distribución Harker para estos óxidos muestran una nula correlación (Fe, R^2=0.0046; Ti, R^2=0.0057) de ambos óxidos a incrementos de SiO_2 (Figura 4).

Sodio (Na_2O) y Potasio (K_2O)

El contenido de sodio es un indicador útil de salinidad, deposicional o diagenética (Land y Hoops, 1973; Vaser *et al,* 1978); el contenido bajo de sodio varía de 0.76 a 0.06 %, y las concentraciones de potasio entre 0.09 y 1.45 % (Cuadro 2). El contenido de potasio se ve muy afectado por la diagénesis de los minerales de los carbonatos, y esto decrece con incrementos en el tiempo de la diagénesis (Molenaar y Joug, 1987). Los óxidos de Na y K son minoritarios (sin llegar al 2 %); la poca representatividad de estos compuestos indica un proceso continuo de meteorización química débil que consiste en una pérdida paulatina de cationes alcalinos y alcalinotérreos (Figura 5) (Zapata, 2006).

Trazadores Geoquímicos

Diagrama de Chesworth (Sistema Residual)

La evolución geoquímica sufrida durante la alteración y edafogénesis que se observa en las muestras de suelo pone de manifiesto el carácter abierto de los sistemas, con una pérdida significativa de los elementos más móviles, sobre todo Ca y Mg, y una clara tendencia de los materiales hacia el sistema residual (Chesworth, 1979; Ruíz, 1998; Torrado, 2007). Este proceso se observa principalmente en las muestras de suelo 1, 5, 9 y 10, tendencia que se visualiza en el diagrama propuesto por Chesworth (1979) para este tipo de materiales (Figura 6). Entre los principales componentes del sistema residual, el silicio es el elemento más móvil seguido del aluminio; sin embargo la movilidad de los componentes, muestra el siguiente orden: SiO_2, CaO > Al_2O_3 > Fe_2O_3, lo que da lugar a productos ricos en aluminio y en menor medida de hierro en el material residual. La alteración que presentan las muestras de suelo tiene una tendencia similar a la que experimentan las rocas básicas o metabásicas en los medios de alteración tropicales (Macías, 1980). Globalmente hablando, el proceso de alteración tiene una tendencia aluminizante; la movilidad geoquímica de Fe muestra menor movilidad o igual que Al, al parecer relacionada con la hidrología de los suelos y la ubicación geográfica del área de estudio (Ruíz, 1998).

Diagrama A-CN-K y estimación del Grado de Intemperismo

La proporción molar de Al_2O_3 (A), CaO* (definido como CaO en fragmentos silicatados) + Na_2O (CN) Y K_2O (K) en las

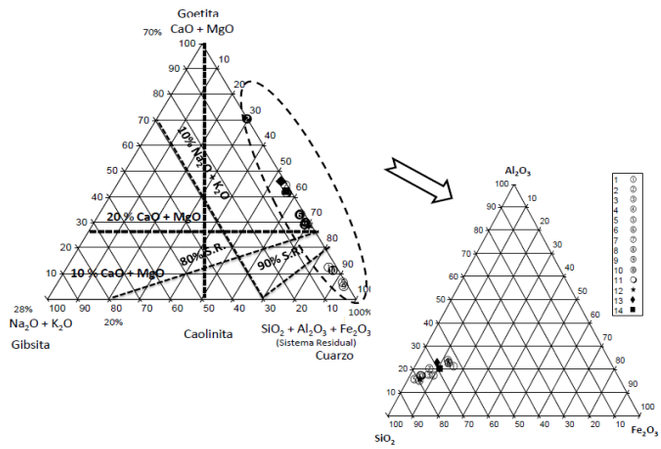


Figura 6. Evolución geoquímica en el Sistema Residual de muestras analizadas de la región de Denganthza, situado en el Diagrama de Chesworth (1979).

muestras recolectadas son clasificadas en los diagramas ternarios A-CN-K (Figura 7) de Nesbitt y Young (1984, 1989; citado en Cruz, 2010) para comprender la tendencia del intemperismo químico y la posible fuente de la composición de las muestras. En el diagrama las plagioclasas (Pl) y el feldespato (K) se encuentran graficados al 50 % de Al_2O_3 en el punto de unión de A-CN y A-K, respectivamente; esta línea de unión de la plagioclasa y el feldespato-K es llamada "línea de feldespatos". Para el caso de la Ilita (Il) y muscovita (Mu) se encuentran graficados en la línea A-K entre 75-85 % de Al_2O_3; a la misma distancia en la línea A-CN se encuentra graficada la smectita (Sm) El otro grupo de minerales de arcilla: caolinita (Ka), gibbsita (Gi) y clorita (Ch), están graficados al 100 % de Al_2O_3 en el vértice A del diagrama (Islas, 2009).

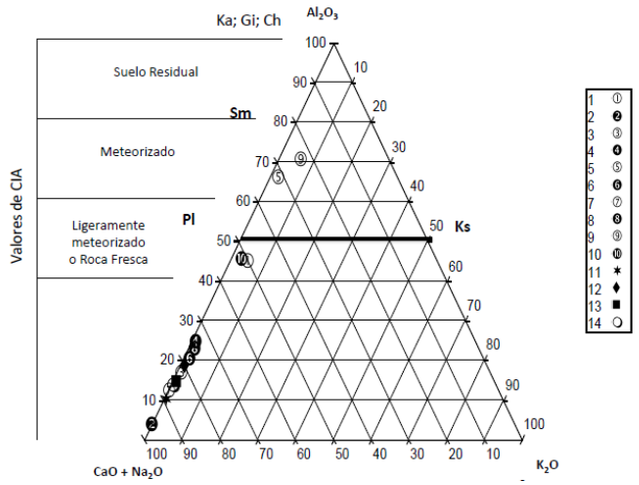


Figura 7. Diagrama ternario A-CN-K de Nesbit y Young (1984,1989; citado en Cruz, 2010) mostrando los valores de CIA de las 14 muestras en la zona de estudio

Una estimación del grado de intemperismo de los materiales de los perfiles, sedimentos silicatados y rocas volcánicas es medida con el Índice Químico de Alteración (CIA) basado en las proporciones molares de Nesbitt y Young (1984, 1989; citado en Cruz, 2010). Altos valores de CIA reflejan la pérdida de elementos móviles relativos a los constituyentes residuales estables durante la meteorización, y bajos valores de CIA indican la ausencia de alteración química. Los valores de CIA para rocas frescas y minerales son consistentemente cercanos a 50. Las muestras con valores de CIA inferiores a 60 indican un bajo intemperismo químico, valores entre 60 y 80 indican intemperismo químico moderado y valores de más de 80 un intemperismo químico extremo (Fedo *et al.,* 1995, Aristizabal, 2009).

Las muestras 5 y 9 tienen valores de CIA en el rango 66.48-72.15, indicando un intemperismo químico moderado, mismo que se puede apreciar en la parte alta del diagrama A-CN-K (figura 7), reflejando la preponderancia de los minerales arcillosos de alúmina. La tendencia observada corresponde a una línea paralela al eje A-CN, debido a que la plagioclasa es más susceptible a la meteorización que los feldespatos potásicos, resultados que concuerdan con lo reportado por Aristizabal (2009). Las muestras 1 y 10 tienen valores de CIA entre 35 y 50, indicando una ligera meteorización, y cercanos a la línea de las plagioclasas. Los valores de CIA (24.25-3.85) más bajos corresponden a las muestras 2, 3, 4, 6, 7, 8, 11 y 14, sugiriendo ausencia de intemperismo químico; los valores de CaO* + Na_2O de las muestras se encuentran por debajo del punto de unión de feldespatos. En general, todas las muestras aparecen cerca del eje A-CN; la localización cerca de este eje indica una mayor proporción de plagioclasa que de feldespatos potásicos, debido a

Diagrama binario álcalis-sílice

Shoji (1993) clasifica y caracteriza las rocas de cenizas volcánicas con base en el contenido de silicio total, sustentado en la estrecha correlación que presenta con el contenido de elementos mayores. La composición de las muestras varía entre Foidita y Dacita; la Figura 8 muestra la clasificación en el diagrama de Le Maitre *et al*. (1989). Las muestras analizadas son en su mayoría ultrabásicas, siendo las foiditas (9 muestras) y picrobasaltos (2 muestras) el grupo más evolucionado, caracterizados por una variación de sílice de 13.48 a 37.04 % y de 43.36 a 44.28 %, respectivamente. Por el contrario, el grupo geoquímicamente menos evolucionado, situado en los niveles medios del diagrama álcalis-sílice de la pila volcánica, es de composición andesítica (1 muestra) y dacítica (3 muestras), con un porcentaje superior al 58 % en sílice y un contenido que no rebasa el 5.6 % en álcalis.

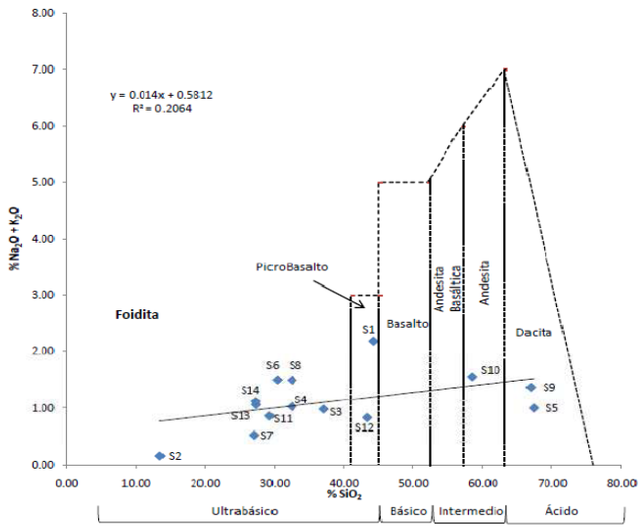


Figura 8. Diagrama de clasificación TAS (Le Maitre, 1989). Se muestra la ubicación de las muestras estudiadas.

CONCLUSIONES

El estudio de la geoquímica del proceso de alteración de las muestras de suelo de la región de Denganthza permite concluir que la evolución química actual es baja, m, isma que se observa en las concentraciones de los elementos mayores al revelar un elevado enriquecimiento de silicio y calcio.

Los suelos estudiados forman dos grupos de diferente composición magmática: el primero representado mayoritariamente por Foiditas y Picrobasaltos, como grupo más evolucionado, y

el segundo, menos difundido en la pila volcánica, es caracterizado por Andecitas y Dacitas como producto magmático menos evolucionado. Tomando en cuenta el tipo de alteración y el grado de intemperismo, indican una mayor proporción de plagioclasas que de feldespatos potásicos.

LITERATURA CITADA

Acevedo, S. A. O.; Flores, R. D. 2000. Génesis of White fragipans of volcanic origin. Revista de Ciencias Geológicas. 17(2): 152-161 pp.

Acevedo, S. A. O.; Ortíz, H. L. E.; Flores, R. D.; Velásquez, R. A. S.; Flores, R. D. 2003. Caracterización física y química de horizontes endurecidos (tepetates) en suelos de origen volcánico del estado de México. Agrociencia 37(5): 152-161 pp.

Acevedo, S. A. O.; Valera, P. M. A.; Prieto, G. F. 2010. Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de suelos forestales en Acaxochitlan, Hidalgo, México. Revista Universidad y Ciencia. 26(2): 137-150 pp.

Álvarez, R.; Lavado, R. S. 1998. Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. Geoderma 83: 127-141 p.

Aristizabal, E.; Roser, B.; Yokota, S. 2009. Patrones e índices de meteorización química de los depósitos de vertiente y rocas fuentes en el Valle de Aburrá. Boletín de ciencias de la tierra, 25, 27-42 pp.

Arnold, R. W. 1983. Concepts of soils and pedology. Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions. Ed. L. P. Wilding, N. E. Smeck and G. F.Hall. Elsevier. pp. 1-21.

Campos, C. A.; Oleschko, K.; Cruz, H. L.; Etchevers, B. J.; Hidalgo, M. C. 2010. Estimación de alófano y su relación con otros parámetros químicos en andisoles de montaña de volcán de Perote. Terra 19(2): 106-116 pp.

Cooke, R. U.; Doornkamp, J. C. 1990. Geomorphology in environmental management. Oxford, UK: Clarendon Press. 410 pp.

Colman, S. M. 1982. Chemical Weathering of Basalts and Andesites: Evidence from Weathering Rinds. U.S. Geological Survey Professional Paper no: 1246.

Cruz, L. S.; García T. F.; Escamilla C. J. C. 2010. Caracterización Geológica Estructural de la Región de Sta. Ma. Amajac Edo. Hgo. GEOS 30(1): 42.

Düzgören, N. S.; Aydin, A.; Malpas, J. 2002. Re-assessment of chemical weathering indices: case study of pyroclastic rocks of Hong Kong. Engineering Geology 63, 99-119 pp.

Fedo, C. M.; Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23, 921-924 pp.

Fries, C. Jr. 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Instituto de Geología. Boletín 60: 263 pp.

García, E. 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, para adaptarlos a las condiciones de la República mexicana. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Quinta Edición, México, D.F. 217 pp.

González, J.; Guerra, F.; Gómez, H.; Elizalde, G. 2004. Ideas generales sobre meteorización. Geoenseñanza, 9(2): 213-237 pp.

Grant, J. A. 1986. The isocron diagrams-a simple solution the Gresens equations for metasomatic alterations. Economic Geology 87, 1976-1982 pp.

Gresens, R. L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology 2, 47-65 pp.

Guan, P. N. G.; Sun, M.; Tang, W. 2001. Weathering indices for rhyolitic tuff and granite in Hong Kong. Engineering Geology 59, 147-159pp.

Henríquez, C.; Cabalceta, G. A. 1999. Guía práctica para el estudio introductorio de los suelos con un enfoque agrícola. San José. CR. ACCS. 111 p.

Huston, D. L. 1993. The effect alteration and metamorphism on wall rocks to the Balcooma and Dry River South volcanic-hosted massive sulfide deposits, Queensland, Australia. Journal of Geochemical Exploration 48, 277-307pp.

Islas, L. J. 2009. Metorización y uso de trazadores geoquímicos en el Lago de Tecocomulco. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Tesis de Licenciatura. 98 pp.

Inzunza, J. C. 2005. Clasificación de los climas de Köepen. Ciencia… Ahora 15(8): 380-388pp.

Izawa, E.; Jayawardena, U. de S. 1994, A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: A study from Sri Lanka: Engineering Geology, v. 36 p. 303–310, doi:10.1016/0013-7952(94)90011-6.

Chesworth, W. 1979. The major elements geochemistry and the mineralogical evolution of granitic rocks during weathering. In Origin and distribution of the elements (Ed. L. H. Ahrens). Pergamon Press Oxford. 305-313 pp.

Chesworth, W.; Dejou, J.; Larroque, P. 1981. The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements at Belbex. France. Geochimica et Cosmochimica Acta 45, 1235-1243 pp.

Chesworth, W. 2000. La regla de fases en ciencia del suelo. Edafología 7(1): 107-119 pp.

Krauskopf, K. B. 1967. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Book Company l76, 518-527 pp.

Kendrick, J. K.; McFadden, L. D. 1996. Comparison and contrast of processes of soil formation in the San Timoteo badlands with chronosequences in California. Quaternary Res. 46: 149-160 pp.

Le Maitre, R. W. 1989. A classification of igneus rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Pub. Ltd. Oxford.

Le Maitre, D. C.; Versfeld, D. B.; Chapman, R. A. 2000. The Impact of Invading Alien Plants on Surface Water Resources in South Africa: A Preliminary Assessment. Water SA 26, 3: 397-408.

Maher, B. A.; Thompson R.; Zhou, L. P. 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palemonsoon: A new mineral magnetic approach. Earth Planetary Sci. Lett. 125: 461-471pp.

Macías, V. F.; García, P. C.; Giménez, A. M.; Villar, C. M. 1980. El factor material de partida en los suelos de “Las Mariñas”. Reunión de geología de noroeste peninsular. Área de geología y minera. Cuadernos de laboratorio geológico de

Lage (01): 205-223 pp.

Martínez, W.; Zuloaga, A. 2002. Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del grupo Toquepala: Sector Moquegua-Sur de Perú. XI Congreso Peruano de Geología. Trabajos Científicos. Sociedad Geológica del Perú. 1-13 pp.

MaClean, W. H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. Mineraliu Deposita 25: 44-49 pp.

Minarik, L.; Absolon, K.; Kollnerova, Z.; Klecka, M. 1983. Chemical change of granite during its weathering. In: AUGUSTITHIS, S. S. (ed), Leaching and Diffusion in Rocks and Their Weathering Products. Theophrastus Publications. S. A. Athens, 293-306 pp.

McFadden, L. 1988. Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California. Geol. Soc. Amer. Spec. 126: 153-177 pp.

Modenesi, G. M.; Motta, T. M. 1996. Weathering and the formation of hillslope deposits in tropical highlands of Itatiaiasoutheastern Brazil. Catena. Vol. 27. 81-103 pp.

Molenaar, C. M. 1987, Mesozoic rocks of Canyonlands Country: in J. A. Campbell (ed.) Geology of Cataract Canyon and Vicinity, A Field Symposium Guidebook of the Four Corners Geological Society, Durango CO, p. 19-24.

Land, L. S.; Hoops, G. K. 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions: Journal of Sedimentary Petrology, v. 43, p. 614-617.

Nachite, D.; Amri, I.; Anfuso, G.; Bello, E. M.; Benavente, J.; Vaccaro, C. 2005. Geoquímica de los sedimentos de playas entre Fenideq y M´diq (Tetuán, NE de Marruecos). GEOGACETA 38.

Nesbitt, H.; Young, G. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature. Vol. 279.715-717 pp.

Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1984. Prediction of some weathering trands of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 1523-1534 pp.

Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. J. Geology 97, 129-147 pp.

Nesbitt, H.; Young, G.; McLennan, S.; Keays, R. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance studies. J. Geol. Vol. 104. 525-542 pp.

Ortega, G. F.; Mitre S., L. M. J.; Roldán Q., J.; Aranda G., D. J.; Morán Z., S.; Alanís A.; Nieto S., A. 1992. Carta Geológica de la República Mexicana. Esc. 1: 2 000 000, con texto explicativo. 5ª Ed. Consejo de Recursos Minerales Instituto de Geología, U.N.A.M., México, D.F.

Petrinovic, I. A.; Mitjavila, J.; Viramonte, J. G.; Marti, J.; Becchio, R.; Arnosio, M.; Colombo, F. 1999. Descripción geoquímica y geocronológica de secuencias volcánicas neógenas de Trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Que var (Noroeste de Argentina). Acta Geológica Hispánica 34 (2-3); 255-272 pp.

Porta, J.; López, A. M.; Roquero, C. 1994. Edafología para la agricultura. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 806 pp.

Price, J. R.; Velbel, M. A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology 202, 397-416 pp.

Ruíz, J. A.; Calvo, A. R.; Fernández, O. E.; Macías, V. F. 1998. Geoquímica de la alteración y edafogénesis de rocas serpentinizadas de la sierra Bermeja (Málaga). Edafología 5. 135-151 pp.

Torrado, V. P.; Cavoll, R.; Maciasll, F. 2007. Geoquímica y mineralogía evolución en los perfiles de alteración en las rocas de serpentina en el sudoeste de Minas Gerais. Revista Brasileña de Ciencia del Suelo 31(5).

Torrent, J.; Nettleton W. D. 1979. A simple textural index for assessing chemical weathering in soils. Soil Science Society of America Journal. 43: 373-377 pp.

Shoji S.; Nanzyo M.; Dahlgren R. A. 1993. Volcanic Ash Soils: Genesis, properties and utilization. Elsevier Science. Amsterdam.

Vela, C. G.; Flores, R. D. 2004. Génesis de suelos del Parque Nacional "El Tepeyac". Terra Latinoamericana. 22(4): 389-399pp.

Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. En: J. B. Dixon and S. B. Weed (Editors), Minerals in Soil Environment, SSSA Madison, WI, USA. 1051-1087 pp.

Zapata, H. R. D. 2006. Química de los procesos pedogenéticos. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 358 pp.

Zarza, A. M. A. 2010. Petrología sedimentaria. Notas de teoría. 2. Nociones básicas de geoquímica y físico-química en ambientes sedimentarios: Propiedades físico-químicas del agua y geoquímica de las rocas sedimentarias. Reduca (Geología). Serie petrología sedimentaria. 2(3): 8-17.