

GEOQUÍMICA DE LA ALTERACIÓN Y EDAFOGÉNESIS DE ROCAS SERPENTINIZADAS DE LA SIERRA BERMEJA (MÁLAGA)

Aguilar Ruiz, J.*, Calvo de Anta, R.**, Fernández Ondoño, E.* y Macías Vázquez, F.**

* Dpto. de Edafología y Química Agrícola. Fac. de Ciencias. Univ. de Granada.

** Dpto. de Edafología y Química Agrícola. Fac. de Biología. Univ. de Santiago.

INTRODUCCION

Los procesos de alteración y edafogénesis desarrollados a partir de rocas serpentinizadas presentan características físicas y químicas muy peculiares, como un bajo espesor del manto de alteración y de los suelos en comparación con los de otros materiales en las mismas condiciones climáticas (Jenny, 1980), abundancia de afloramientos rocosos de aspecto característico (microcarst serpentínico), baja fertilidad intrínseca y, frecuentemente, problemas de toxicidad ligados a la presencia de elevadas concentraciones de metales pesados (Cr, Ni, Co, Cu,...), escasa cobertura vegetal con presencia de endemismos, susceptibilidad a la erosión, etc., aspectos todos ellos que configuran un paisaje y ambiente edáfico característico que se ha denominado síndrome serpentínico.

Las propiedades de estos medios están relacionadas fundamentalmente con la naturaleza del material de partida y su comportamiento durante los procesos de meteorización. La serpentización es un proceso que afecta a rocas ultrabásicas y básicas, en las que los minerales primarios, fundamentalmente los olivinos, son transformados por acción de fluidos ricos en Mg y metales pesados a temperaturas entre 200 y 5000C dando lugar a minerales más estables, en condiciones superficiales, que los iniciales. La serpentización de la roca puede ser total o parcial, a través de fisuras, apareciendo como

resultado, junto a los minerales primarios residuales, asociaciones de minerales del grupo de la serpentina (antigorita, crisotilo,...), talco, anfíboles fibrosos, cloritas, calcita y dolomita, espinelas (magnetita, cromita,..), saponitas, etc., que dan origen a rocas con elevadas concentraciones de Mg, con una evolución fuertemente heterogénea por la presencia conjunta de minerales muy solubles con otros escasamente meteorizables.

La evolución superficial de los materiales serpentinizados dependen de las características de la roca inicial, de su grado de serpentización y de las condiciones del medio de alteración. Se han realizado bastantes estudios de edafogénesis sobre este tipo de material en diferentes condiciones edafoclimáticas, desde tropicales húmedas (Trescases, 1975) a frías (Adamson et al., 1993,..), templado-húmedas (Cleaves, 1983; Vieira et al., 1991; Calvo de Anta et al., 1987...), etc. Sin embargo, dado que los métodos de estudio utilizados han sido muy diferentes, las comparaciones acerca de la influencia de los distintos ambientes de edafogénesis, en particular clima y tiempo, no son siempre posibles. Por ello, se ha iniciado un programa de estudio de los procesos de alteración y edafogénesis aplicando la misma metodología a suelos serpentínicos de áreas con diferentes regímenes de temperatura y humedad, comenzando por dos zonas de la península Ibérica, Málaga y La Coruña, representativas de regiones con regímenes térmico-xérico y méxico-údic, respectivamente, y una región isohipertérmica-ústica en Minas Gerais (Brasil).

El objetivo de este trabajo es la discusión de la geoquímica de los procesos de alteración y edafogénesis en el área serpentínica de la Sierra Bermeja, provincia de Málaga. Antecedentes de estudio en la zona son, entre otros, los trabajos de González Gómez (1961), Hoyos y González Parra (1971), Fernández (1973), García et al. (1976) y Yusta (1984).

MATERIAL Y METODOS

La zona de estudio se encuentra situada en el Cerro de los Sauces (S^a Bermeja), en la provincia de Málaga, sobre peridotitas serpentinizadas que constituyen el afloramiento ultrabásico más occidental y extenso de esta provincia ([Fig.1](#)). El estudio mineralógico permite diferenciar una serie de unidades litológicas, siendo las más frecuentes las dunitas, piroxenitas, lherzolitas, harzburgitas y werlitas, cuyos minerales dominantes son los ferromagnesianos olivino, orto y clino piroxenos, acompañados de espinelas y plagioclasas como accesorios. Los olivinos están serpentinizados en mayor o

menor grado llegando a superarse, en algunos casos, el 95% de transformación.

El clima se caracteriza por una precipitación relativamente elevada (1022 mm/año) y una temperatura media anual de 16,80C. El régimen de temperaturas es de tipo térmico y el régimen hídrico xérico (Soil Taxonomy, 1997), con más de 100 días de déficit de humedad a pesar de la importancia de las precipitaciones en términos anuales.

La vegetación dominante está constituida por un sotobosque con abundancia de *Alyssum serpyllifolium*, *Halymium atripicifolium*, *Genista* ..., *Stochelina betica* sobre la que se instala una vegetación arbórea dominada por *Pinus pinaster* y el *Abies pinsapo* a partir de 1200 m.

Se han tomado muestras de roca en diferentes grados de alteración y cuatro perfiles de una secuencia topográfica representativa del área ([fig.1](#)). Los perfiles 1 y 3 se sitúan en la cima y base del cerro, respectivamente, en posición llana o casi llana, y los perfiles 2 y 4 en laderas con una pendiente del 20%. Algunas características de situación en la catena, morfología, y clasificación se encuentran en la [tabla 1](#).

Se ha realizado el análisis total de rocas, suelos y arcillas de cada horizonte previa digestión alcalina en un fluxer automático LECO FX-200 con posterior disolución en medio ácido y valoración por espectrofotometría de absorción atómica de llama del contenido de Al, Fe, Mn, Ca, Mg, K, Na y Si. En la fracción < 2mm se ha determinado: pHH₂O(1:2.5), análisis granulométrico, capacidad de retención de agua a 1/3 y 15 atmósferas de presión, %C (LECO-CNS1000); cationes de cambio, por extracción con NH₄Cl 1M (Peech et al 1947) y valoración por espectrofotometría de absorción o emisión atómica; extracciones selectivas de Fe, Al, Mn y Si utilizando Na-pirofosfato (Bascomb, 1968), Ditionito-Citrato-Bicarbonato (Mehra y Jackson, 1960) y NH₄-oxalato (Blakemore et al., 1981). La mineralogía de la fracción arcilla se ha realizado mediante ls técnicas usuales de DRX obteniendo difractogramas de polvo y agregados orientados de muestras saturadas en Mg, etilenglicol y calentadas a 500oC. Asimismo, se ha obtenido la disolución de equilibrio suelo-agua tras una semana de tiempo de contacto en pasta saturada, determinando en ella, previa filtración por 0.45 micras, pH; CE; NO₂⁻, NO₃⁻, SO₄⁼, Cl⁻, F⁻, HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ y NH₄⁺, por cromatografía iónica (DIONEX 4500); Si Fe y Al (por absorción atómica). Las actividades iónicas y los índices de saturación mineral fueron calculados según Kharaka et al., (1989).

RESULTADOS Y DISCUSION

1.- Tendencias de evolución geoquímica

El área serpentinizada de la Sierra Bermeja se caracteriza por presentar suelos de escaso desarrollo y rasgos de intensa dinámica erosivo-acumulativa, con contactos líticos o paralíticos próximos a la superficie, elevada pedregosidad y rocosidad superficial y escasa diferenciación de horizontes, generalmente con una secuencia AC y, ocasionalmente, ABwC. El horizonte superficial es de tipo móllico con un contenido de materia orgánica relativamente alto teniendo en cuenta las características climáticas (0.9-5.7 % de C) y una elevada saturación del complejo de cambio por Mg y Ca, oscilando la relación Ca/Mg entre 0.5 y 2.8. Los procesos erosivos favorecen la presencia de horizontes de tipo A ócrico, menos espesos pero de similares características físico-químicas que los anteriores. Los suelos tienen textura franca a arcillosa, con contenidos elevados de arcilla ([Tabla 2](#)). El pH, neutro a débilmente básico, es ligeramente inferior en los horizontes superficiales (6.3-7.7) que en los subsuperficiales (6.9-7.8).

El análisis total de las rocas es el característico de los materiales ultrabásicos sometidos a serpentización, con un elevado contenido de Mg (30-45% de MgO), moderado a bajo porcentaje de SiO₂ (29-35%) en relación al existente en rocas ígneas, y un escaso contenido de Al y, sobre todo, de alcalinos, no alcanzando el 1% la suma K₂O+Na₂O ([Tabla 3](#)).

La evolución geoquímica sufrida durante la alteración y edafogénesis pone de manifiesto el carácter abierto de los sistemas, con una importante pérdida de los elementos más móviles, sobre todo Ca y Mg, y una clara tendencia de los materiales hacia el sistema residual (Chesworth, 1973) a medida que avanzan estos procesos ([Fig.2](#)). De todas formas, el grado de evolución geoquímica alcanzado en los horizontes más maduros no es muy intenso, manteniéndose relativamente alejados del campo habitual de los horizontes edáficos de los suelos de evolución incipiente propios de medios templados. Este resultado coincide con otros estudios que han puesto de manifiesto una escasa evolución geoquímica de las rocas serpentizadas frente a la alcanzada por otros materiales de la Península Ibérica (Calvo de Anta et al., 1987; Vieira et al., 1991). Lógicamente, la fracción arcilla representa una fase de evolución más avanzada, no obstante, incluso en esta fracción el grado de desarrollo tampoco alcanza los estadios propios de los medios moderadamente alterados ([Tabla 4](#) y [fig.2](#)).

Entre los constituyentes mayoritarios del sistema residual el Si es el elemento más móvil ([Fig.3](#)). La desilicificación producida en el tránsito de la roca fresca a los horizontes C supone una pérdida entre un 40 y un 70% del valor inicial de Si, frente al Fe. En los constituyentes secundarios hay una retención

parcial de este elemento, lo que se refleja en su movilidad relativa frente a las de Ca y Mg, claramente superiores.

Globalmente hablando, el proceso de alteración tiene una tendencia ferruginizante. El contenido absoluto de Al se mantiene prácticamente constante en los suelos, de modo que sufre una cierta movilidad relativa que puede explicarse por el incremento de solubilidad del ión aluminato en las disoluciones de pH alcalino que, sin duda, deben producirse en el contacto mineral primario-disolución de ataque, especialmente en condiciones de bajo contenido de agua y en las etapas incipientes de la meteorización, como pone de manifiesto el pH de abrasión de estas rocas que, siempre es superior a 9.0. Sin embargo, la fracción arcilla presenta un enriquecimiento en Fe y Al ([Fig.3](#)) lo que indica que una parte significativa del aluminio liberado en la alteración se acumula en los productos neoformados.

Una evolución comparada entre los distintos elementos puede seguirse a partir de los balances iso-Fe realizados considerando a éste como el elemento invariante del sistema ([Fig.4](#)). En las primeras fases de la alteración de la roca el elemento que sufre pérdidas más intensas es el Ca. Sin duda, en la movilidad de este elemento deben intervenir procesos diferentes según se trate del Ca de los minerales fácilmente solubilizables (calcita, dolomita) o del existente en las estructuras silicatadas, pero el balance global resultante es una intensa pérdida, superior al 90% en la fase de formación del horizonte C y, con una dinámica más lenta, próxima al 100% en las etapas posteriores, de la edafogénesis.

Las pérdidas relativas de Mg no son tan elevadas como las de Ca, aunque se aproximan o superan ligeramente al 80% de la relación inicial, pero aún así los horizontes edáficos mantienen entre un 12 y un 25% de MgO e incluso la fracción arcilla contiene valores importantes de este elemento (7-15% de MgO) en forma estructural y/o cambiante. Tanto en el caso del Ca como en el del Mg se observa un proceso de enriquecimiento superficial, lo que pone en evidencia un proceso de rejuvenecimiento por aportes frescos en la mayoría de los suelos.

El Na parece seguir una evolución similar a la del Si aunque con mayor variabilidad de unos suelos a otros. Se observan pérdidas muy bajas en el perfil que ocupa una posición de cima ([Fig.4](#)) e importantes en el resto. La máxima intensidad de eliminación se produce en el tránsito de roca alterada a horizonte C, existiendo un claro enriquecimiento en los horizontes A. En el caso del K también se produce una cierta irregularidad, con pérdidas muy escasas en los suelos de cima y ladera y relativamente importantes en el fondo de valle. De todas formas, la interpretación de estos resultados presenta cierta dificultad debido, por una parte, al bajo contenido de los elementos alcalinos en el material original y, por otra, a la posibilidad de aportes de

origen marino dada la proximidad a la costa. En el caso del K cabe señalar, además, posibles procesos de extracción y bioacumulación a través de la biomasa.

La movilidad del Al es muy ligera, incluso menor que la del Fe durante las primeras fases de alteración, incrementándose posteriormente hasta alcanzar un valor medio de un 30% en los horizontes C y B, con la correspondiente ganancia relativa en los horizontes con rejuvenecimiento. El Mn presenta en algunos casos una pérdida mayor que la del Al, mientras que en otros apenas sufre variaciones respecto al contenido inicial.

En síntesis, el proceso de alteración es el propio de un sistema sustractivo, con una descalcificación casi total, una desilicificación y pérdida de Mg moderada y una incipiente, pero clara, tendencia ferruginizante de los materiales residuales aunque con presencia de arcillas sialíticas. La secuencia global de las relaciones de movilidad de los diferentes elementos es: Ca>Mg>Si,Na>K,Al>Mn>Fe.

Más de un 85% del Fe total se encuentra en forma residual, en la estructura de los minerales primarios. La relación Fe libre (FeDCB) a total oscila entre 0.05 y 0.15 ([Tabla 5](#)), lo que indica una escasa intensidad de la alteración en comparación con el valor de 0.65 encontrado por Bonifacio et al.,(1997) para una catena de suelos sobre materiales similares del noroeste de Italia, en la que llegan a producirse horizontes árgicos. Las bajas relaciones Feo/FeDCB y Alo/Alt (entre 0.17-0.51 y 0.19-0.32, respectivamente), junto al bajo nivel de Si extraíble con oxalato (<0.1) indican que el porcentaje de materiales de bajo grado de orden es moderado.

2.- Tendencias de evolución mineralógica

La composición mineralógica de la fracción arcilla, obtenida por difracción de rayos X, presenta un predominio de minerales heredados, clorita, talco, crisotilo y, ocasionalmente, anfíboles. Pequeñas cantidades de arcillas neoformadas, básicamente filosilicatos de tipo 2:1 trioctaédricos, se detectan en las fracciones más finas.

La estabilidad de las distintas fases minerales ha sido estimada a partir de diferentes consideraciones termodinámicas. Por una parte, los datos de composición química de la fracción < 2mm y de la fracción arcilla han sido aplicados al diagrama de fases propuesto por Velde (1995) para el sistema Mg-Fe-Al, los elementos clave para la definición de las capas octaédricas de los minerales de la arcilla propios de ambientes sobre rocas básicas y ultrabásicas. Los resultados ponen de manifiesto que la roca fresca y las

primeras etapas de la alteración se encuentran en el campo de estabilidad de la fase talco (que incluye también a las cloritas trioctaédricas ricas en Mg y al crisotilo) (Fig.5). El paso a los horizontes C, AC, B y A se caracteriza por una tendencia a la formación de mezclas ternarias talco-saponita-nontronita, con predominio de los dos primeros y un cierto efecto de retroceso evolutivo en los horizontes A que ya se había observado anteriormente.

La composición de la fracción arcilla de los horizontes subsuperficiales C, AC y B corresponde a mezclas binarias saponita-nontronita o a mezclas ternarias saponita - vermiculita trioctaédrica -nontronita, con predominio de las dos primeras fases. Según esto, la alteración y edafógenesis induce una cierta pérdida de la estabilidad del talco y otros minerales primarios con aparición de condiciones de formación o herencia degradativa de filosilicatos 2:1 trioctaédricos (saponita-vermiculita) y dioctaédricos ricas en Fe (nontronita) como corresponde a medios en los que el Mg sigue dominando sobre el Al a pesar de su mayor movilidad relativa. Globalmente el proceso de alteración puede ser caracterizado como una bisialitización con estabilidad de fases trioctaédricas.

Una valoración de la evolución mineral actual de los sistemas puede ser inferida a partir de los datos de composición de la disolución de equilibrio del suelo. La fase fluída, obtenida en laboratorio de la mezcla suelo-agua tras un considerable tiempo de contacto, podría ser utilizada como una aproximación a esta disolución de equilibrio. Los resultados obtenidos en estas disoluciones (tabla 6) se caracterizan por unos valores de pH entre 7.9-8.4, más elevados que los obtenidos en los suelos por los métodos habituales, elevadas concentraciones de Mg⁺² (12-80 mg/l) y Ca⁺² (14-38 mg/l), un predominio del anión HCO₃⁻ (16-131 mg/l) y cantidades mucho menores de CO₃⁼, Cl⁻ y SO₄⁼. El Si aparece en concentraciones superiores a las correspondientes al equilibrio con el cuarzo, mientras que el Al resulta siempre muy escaso. En conjunto, la conductividad eléctrica de las disoluciones y, por tanto, la fuerza iónica resultan elevadas, oscilando esta última entre 3.10⁻³ y 10⁻² (en general ligeramente mayores en los horizontes superficiales).

Considerando las constantes termodinámicas para diferentes minerales recogidas en el programa de Kharaka et al. (1987) se han calculado los índices de saturación mineral (Tabla 7). Los resultados indican que la disolución de equilibrio está sobresaturada en un gran número de especies, por lo que pueden presentarse en forma estable asociaciones muy diversas de minerales primarios y secundarios. En la mayoría de horizontes los minerales que presentan mayor sobresaturación respecto a la disolución son, por este orden, clorita, saponita, talco y goethita, a los que, en algunas ocasiones, se añaden esmectita, caolinita, sepiolita y crisotilo. Estos cuatro últimos aparecen de forma generalizada como metaestables. En algunos horizontes superficiales se presenta también una ligera sobresaturación para calcita y magnesita.

Entre los suelos analizados se reconocen ciertas diferencias en los horizontes subsuperficiales. En los perfiles de mayor altitud de la catena, la clorita, y en menor medida la saponita y el talco, son los minerales que presentan mayor estabilidad termodinámica. En los perfiles que ocupan posiciones inferiores adquieren mayor importancia las esmectitas dioctaédricas y la caolinita, lo que permite deducir un mayor grado de evolución en estos suelos, en el sentido de que se disminuye la estabilidad de los minerales primarios y aumenta la de los neoformados. En los horizontes superficiales, rejuvenecidos, no se aprecian estas diferencias sino que son los minerales primarios los que de nuevo presentan mayor estabilidad.

Una nueva aproximación puede ser obtenida a partir de la utilización de diagramas de equilibrio del sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ considerando ecuaciones disolución/precipitación de diferentes minerales 2:1 y 1:1 ([Fig. 6a](#)). Los resultados conducen a establecer como mineral de neoformación termodinámicamente más estable, en las condiciones de humectación del suelo, una caolinita bien cristalizada. No obstante, dado que la cristalización de estos minerales es un proceso de formación muy lento (Spósito, 1981) y los suelos estudiados presentan un grado de evolución escaso, parece razonable utilizar diagramas con constantes de equilibrio de caolinitas de bajo grado de orden (Macías et al. 1992) que, caso de formarse, serían los minerales más probables o al menos los que se formarían inicialmente (Spósito, 1981). Aplicando este concepto la tendencia mineralógica de estos sistemas sería hacia la neoformación de esmectitas como minerales más estables en estas condiciones que las caolinitas de bajo grado de orden. A medida que el tiempo permitiese una mayor evolución los suelos pasarían al campo de formación de la caolinita cristalina. Es decir, en suelos de evolución incipiente y con escaso tiempo de desarrollo lo más probable sería la neoformación de smectitas. Con el tiempo las emectitas pasarían a ser formas metaestables respecto a la caolinita cristalina, que sería el mineral al que tiende el sistema siempre que exista un tiempo de evolución suficientemente largo.

Si se utilizan diagramas de sistemas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$, como el elaborado por Chesworth a partir de los datos de Bowers, Jackson y Helgeson (1984) ([Fig. 6b](#)) se obtienen resultados similares. Las condiciones actuales favorecen la estabilidad de las cloritas frente a la caolinita, aunque hay un progresivo acercamiento al campo de esta última.

La presencia ocasional de calcita y magnesita como fases metaestables ([Tabla 7](#)) y el elevado pH de las disoluciones de equilibrio permiten predecir la existencia de estos minerales en algunos microsistemas, especialmente cuando se produce un proceso de concentración por evaporación. Este proceso puede simularse obteniéndose las actividades e índices de saturación correspondientes ([Tabla 8](#)). Obviamente, hay un fuerte incremento de la fuerza iónica y del pH. Las actividades de Mg^{+2} y Ca^{+2} suben ligeramente y

las relaciones termodinámicas favorecen la estabilidad de la clorita en todos los casos, seguida de sepiolita, talco, saponitas y crisotilo, es decir, la mayoría de los minerales primarios, apareciendo como formas metaestables en todos los casos calcita y magnesita. Esmectitas y caolinitas se presentan también como fases metaestables pero con un índice de saturación muy bajo. Estos resultados permiten deducir que la tendencia actual más generalizada en estos ambientes, con una considerable pluviosidad a la vez que con frecuentes e intensos periodos de aridez, es el mantenimiento de la estabilidad de los constituyentes iniciales de la roca (talco, crisotilo, clorita) o sus primeras fases de neoformación (saponitas), y la acumulación de carbonatos en el suelo en detrimento de la neoformación de minerales dioctaédricos.

La aplicación de los datos obtenidos por simulación de procesos de evaporación a los diagramas de equilibrio de los sistemas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ y $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ considerados anteriormente conduce a resultados similares, es decir el alejamiento de las condiciones de estabilidad tanto de las esmectitas como de las caolinitas de bajo grado de orden ([Fig.6a y 6b](#)), con lo cual no existirían minerales dioctaédricos estables en estas condiciones de evolución.

CONCLUSIONES

El estudio de la geoquímica del proceso de alteración y edafogénesis de las rocas serpentinizadas de la provincia de Málaga permite concluir que la evolución química y mineralógica actual es moderada y está caracterizada por una importante pérdida de Ca y, en menor medida, de Mg y Si, lo que conduce a un ligero enriquecimiento en Fe. En las condiciones actuales los minerales primarios de la roca son, todavía, muy estables, persistiendo muy frecuentemente en el sistema. El predominio de las condiciones evaporíticas y los frecuentes procesos de rejuvenecimiento superficial favorecen esta persistencia. Los procesos de neoformación mineral conducen a la aparición de otras fases estables, principalmente saponitas y esmectitas trioctaédricas (las condiciones evaporíticas favorecen la formación de sepiolita y la neoformación y/o conservación de calcita, dolomita y magnesita). El proceso dominante es, junto a una ferruginización incipiente, una bisialitización con neoformación o herencia degradativa de minerales trioctaédricos que se asocian a los minerales primarios residuales. Las fases de mayor evolución respecto al material inicial se presentan en los perfiles de la base de la catena donde esmectitas dioctaédricas y caolinitas de baja cristalinidad son termodinámicamente estables, si bien en las condiciones de evolución

incipiente propias de estos suelos deben ser las primeras las más fácilmente neoformadas.

REFERENCIAS

Adamson, D.A.; Selkirk, J.M.; Seppelt, R.D. (1993). Serpentine, harzburgite and vegetation on subantarctic Macquarie Island. *Arctic and Alpine Research*, 25 (3), 216-219.

Bascomb, C.L. (1968).- Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soil of various groups. *J. Soil Sci.*, 19, 251-256.

Blakemore, L.C., Searle, P.I. y Daly, B.K. (1981).- Methods for chemical analysis of soils. N.Z. Soil Bur. Sci. Rep. 80, Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

Bonifacio, E.; Zanini, E.; Boero, V.; Franchini-Angela, M. (1997). Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in north-western Italy. *Geoderma*, 75: 33-51.

Bowers, T., Jackson, K., y Helgeson, H.(1984).- *Equilibrium Activity Diagrams*. Springer-Verlag. Berlin.

Calvo de Anta, R.; Macías, F. ; Buurman, P. (1987). Procesos de alteración y neoformación mineral en medios serpentínicos de Galicia. *Cuad. Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 11, 161-170.

Cleaves, E.T. (1983). Chemical weathering in a humid temperate environment. *Sciences Geologiques*, nº 71, vol. II, 47-56.

Chesworth, W. (1973).- The parent rock in the genesis of soils. *Geoderma*, 10, 215-225.

FAO-UNESCO. (1990).- *Soil Map of the World. Revised Legend*. Roma.

Fernández, J. (1973).- Estudio de suelos desarrollados sobre rocas cristalinas en Andalucía Oriental. Tesis Univ. Granada.

García, A., Delgado, M.; Aguilar, J. (1976).- Tipos de suelos desarrollados sobre las serpentinas de Carratraca (Málaga). *An. Edaf. Agrobiol.* 35,...

González Gómez, M. (1961).- Estudio de rocas y suelos derivados de las peridotitas de la Serranía de Ronda. Tesis. Univ. Granada.

Hemingway, B.S., Robie, R.A., Kittrick, J.A. (1978).- Revised values for the Gibbs free energy of formation of $Al(OH)_4^-$ aq., diaspore and bayerite at 298.15K and 1 bar, the thermodynamic gibbsite samples. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 42: 1533-1543.

Hoyos, A., y Gonzalez Parra, J. (1971).- Estudio genético de un suelo sobre peridotitas en la S^a de Aguas. An. Edaf., 30, 869-888.

Jenny, H. (1980). The Soil Resource. Origin and behaviour. Springer-Verlag. New York.

Kharaka, Y., Gunter, W., Aggarwal, P., Perkins, E. y Debraal, J. (1989).- Solmineq.88: A computer program for geochemical modelling of water-rock interactions. U.S. Geological Survey Menlo Park, California, 419 pp.

Kittrick, J.A. (1966).- Free energy of formation of gibbsite and Al(OH)₄⁻ from solubility measurements. Soil Sci. Soc. Am. J., 30, 594-598.

Kittrick, J.A. (1966).- Free energy of formation of kaolinite from solubility measurements. The American Mineralogist, 51, 1457-1466.

Macías, F.; Alvarez, E.; Calvo de Anta, R. 1992.- Minerales secundarios de sistemas edáficos y control de la concentración de aluminio en sistemas fluviales de Galicia. Cuad. Lab. Xel. Laxe, 17:57-71.

Mehra, O.P. y Jackson, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals., 7, 317-327.

Peech, M., Alexander, L.T., Dean, L. y Reed, J.F. (1947).- Methods of soil analysis for soil fertility investigations. U.S. Dep. Agr. C. 757.

Sarazin, G. (1979).- Géochimie de l'aluminium au cours de l'altération des granites et des basaltes sous climat tempéré. Thesis Uni. Paris VII.

Soil Taxonomy. (1997). Keys to Soil. 7th Edition. Soil Survey Staff. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Pocahontas Press, Inc. Blacksburg. USA.

Sposito, G. 1981.. The thermodynamics of soil solutions. Oxford Sci. Publ. Oxford.

Trescasses, J.J. (1975).- L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Caledonie. Mem. ORSTOM,

Velde, B. (1995).- Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. Springer-Verlag. Heidelberg, New York, 334 pp.

Vieira, J.; Sequeira, E.M.; Soares da Silva, M. 1991. Meteorização de serpentinitos do Nordeste de Portugal. Evolução mineralógica e Geoquímica. Memórias e Notícias, Publ. Mus. La. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, nº 112, 185-199.

Yusta, A. (1984.- Geoquímica de las alteraciones superficiales de peridotitas de Los Reales (Málaga). Tesis. Univ. Granada.

Figuras y Tablas.

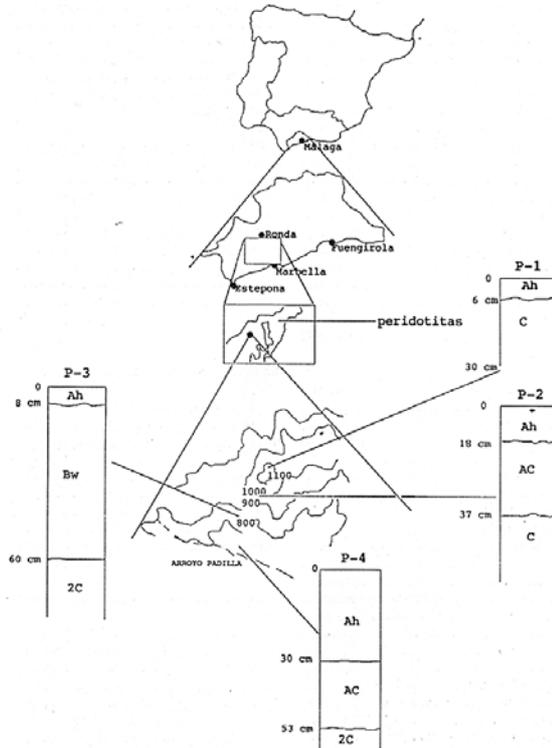


Figura 1.- Localización del área de estudio y esquema de la ladera y morfología de los perfiles.

Tabla 1.- Situación y características generales de la catena de suelos seleccionada en S^a Bermeja (Málaga).

Perfil	Posición	Altitud	Pendiente	Orientación	Horizontes
Clasificación	nº fisiográfica	(m)	(%)		(cm)
FAO(1990)		Soil Taxonomy (1977)			
P-1	Cima	1140	1%	S-SO	Ah (0-6)
	<i>Leptosol eutríco</i>	<i>Lithic Xerorthent</i>			C (6-30)
P-2	Ladera	940	20%	S-SO	Ah (0-18)
	<i>Phaeozem háplico</i>	<i>Lithic Haploxeroll</i>			AC (18-37)
					C (>37)
P-3	Ladera	850	20%	S-SO	Ah (0-8)
	<i>Cambisol eutríco</i>	<i>Typic Xerochrept</i>			Bw (8-60)
					2C (>60)
P-4	Plé de ladera	750	1%	S-SO	Ah (0-30)
	<i>Phaeozem háplico</i>	<i>Entic Haploxeroll</i>			AC (30-53)
					2C (53-120)

Tabla 2.- Datos generales de los perfiles estudiados.

Per. Hor.	Color	Mg Ca/Mg	Granulometría(%)					% H ₂ O		CIC		
			% Gr	Ar	L	Arc	%C	1/3at	15at	pH	Na	K
P-1	Ah	2,5YR 3/6	28.1	53.5	31.5	15.1	5.7	29.6	20.0	6.3	0.1	1.3
		16.8 15.9	2.8									
	C	7,5YR 5/4	64.3	42.4	33.2	24.4	1.2	28.5	16.5	7.3	0.1	0.8
		13.4 7.1	1.9									
P-2	Ah	2,5YR 4/4	35.8	25.5	46.5	28.0	2.5	33.5	18.5	6.9	0.1	0.3
		15.6 8.5	1.8									
	AC	2,5YR 4/4	56.9	21.6	32.2	46.2	1.2	33.7	25.1	7.1	0.1	0.1
		15.1 17.3	0.9									
	C	7,5 YR 5/4	64.6	28.9	29.7	41.4	0.6	40.5	26.9	7.4	0.1	0.1
		16.6 20.3	0.8									
P-3	Ah	2,5YR 4/4	34.1	37.4	23.9	28.8	2.9	28.9	20.8	7.0	0.1	0.4
		16.8 23.8	0.7									
	Bw	2,5YR 3/4	12.1	20.7	21.2	48.8	1.3	43.9	35.4	6.9	0.1	0.2
		16.3 36.5	0.4									
	C	7,5YR 5/4	50.2	45.2	29.8	25.2	0.6	40.1	19.0	7.0	0.1	0.1
		14.2 23.4	0.6									
P-4	Ah	2,5YR 3/4	38.2	56.4	22.6	21.0	0.9	20.7	12.5	7.7	0.1	0.1
		11.9 12.2	1.0									
	AC	2,5YR 4/4	45.1	36.5	23.6	38.7	0.6	39.2	26.9	7.8	0.1	0.1
		14.6 25.8	0.6									
	C	7,5YR 5/4	52.6	50.1	32.0	17.6	0.5	31.4	17.5	7.7	0.1	0.1
		10.7 20.4	0.5									

Tabla 3.- Composición elemental (%) de rocas en diferentes grados de meteorización y de horizontes edáficos de los suelos serpentínicos de Sierra Bermeja (Málaga) (Rf- roca fresca; Ra-roca alterada).

Perfil Material	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO ₂
P-1								
Rf	34.3	0.60	8.2	8.15	44.4	0.05	0.13	0.27
Ra ₁	38.5	0.57	8.4	8.23	41.8	0.05	0.10	0.24
Ra ₂	36.8	0.69	9.0	7.99	36.2	0.07	0.11	0.23
Ra ₃	38.5	0.75	9.3	7.79	33.5	0.05	0.13	0.27
C	29.1	1.28	16.5	0.55	25.3	0.16	0.24	0.42
Ah	29.1	1.36	12.0	0.45	14.5	0.25	0.19	0.38
P-2								
Rf	39.4	0.86	8.3	8.52	35.4	0.05	0.23	0.21
Ra	35.1	0.85	10.3	8.36	29.8	0.05	0.15	0.21
C	28.3	1.02	11.8	0.63	12.0	0.13	0.15	0.22
AC	30.0	1.60	26.6	0.09	13.2	0.28	0.30	0.41
Ah	29.1	1.64	21.8	0.14	13.7	0.23	0.34	0.41
P-3								
Rf	33.4	0.95	8.8	8.26	40.5	0.14	0.35	0.23
Ra ₁	34.2	0.99	9.2	8.40	35.8	0.07	0.24	0.25
Ra ₂	30.0	0.92	9.3	2.01	22.2	0.09	0.25	0.30
Bw	29.1	1.53	18.6	0.25	12.7	0.16	0.30	0.38
Ah	29.9	1.43	14.0	0.51	15.9	0.14	0.30	0.38
P-4								
Rf	30.8	0.91	7.9	9.02	38.9	0.07	0.26	0.18
Ra	33.0	0.87	8.4	8.44	40.0	0.09	0.25	0.17
C	29.1	1.01	12.1	0.66	25.5	0.03	0.17	0.31
AC	26.6	1.11	16.0	0.57	18.3	0.06	0.17	0.38
Ah	28.3	1.24	15.0	0.10	21.9	0.13	0.19	0.26

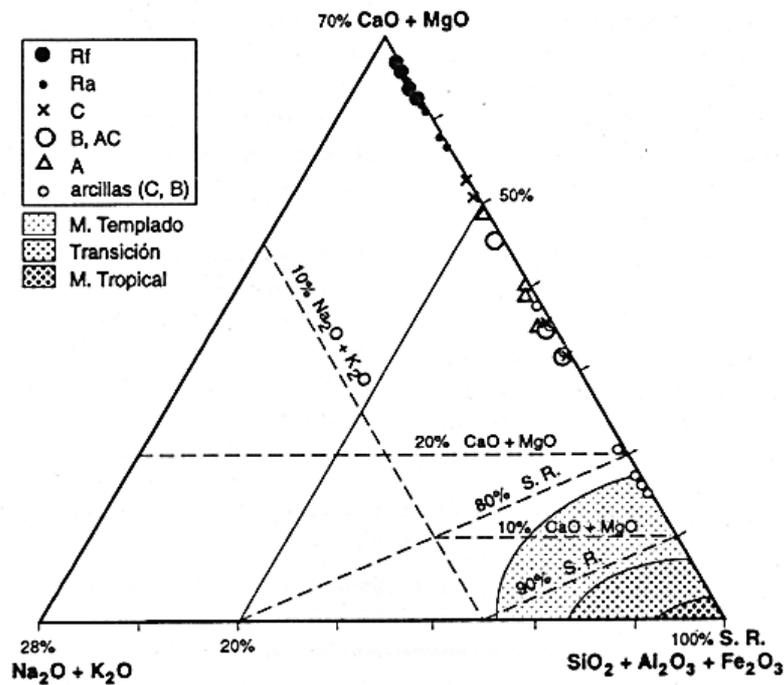


Figura 2.- Evolución geoquímica durante la alteración y edafogénesis de rocas serpentinizadas de la Sierra Bermeja (Málaga). Diagrama de Chesworth (1973).

Tabla 4.- Análisis químico (%) de la fracción arcilla de los horizontes subsuperficiales de los suelos estudiados.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO ₂
P1-C	32.8	3.93	18.30	0.21	17.5	0.17	0.04	0.35
P2-AC	33.2	3.83	23.71	0.20	16.7	0.18	0.03	0.26
C	32.5	8.25	17.29	0.06	14.5	0.17	0.04	0.17
P3-Bw	40.1	6.48	14.86	1.61	10.7	0.02	0.24	0.23
C	37.1	6.80	12.43	0.77	7.7	0.01	0.16	0.23
P4-AC	37.8	3.81	10.86	0.08	7.7	0.08	0.05	0.17
C	44.7	3.13	15.29	0.15	10.0	0.04	0.06	0.20

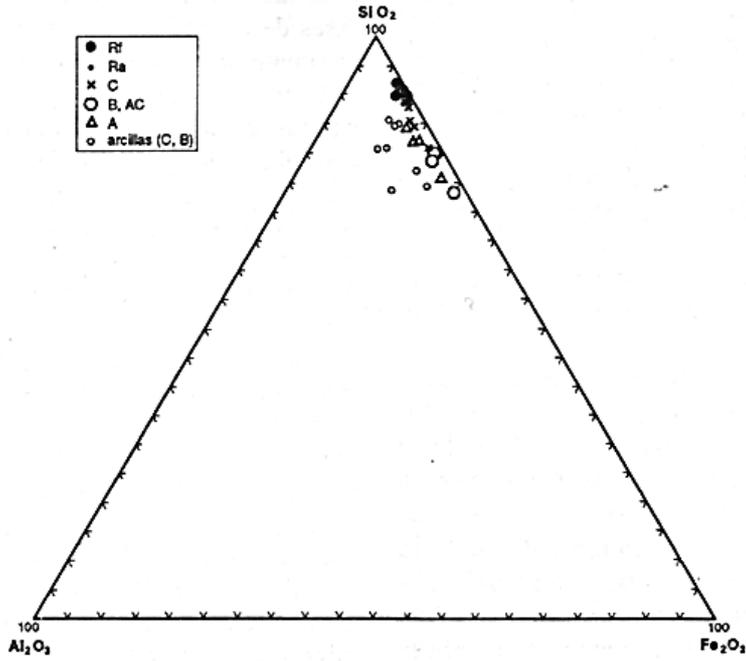


Figura 3.- Variación del Sistema Residual durante la alteración y edafogénesis de rocas serpentizadas de la Sierra Bermeja (Málaga).

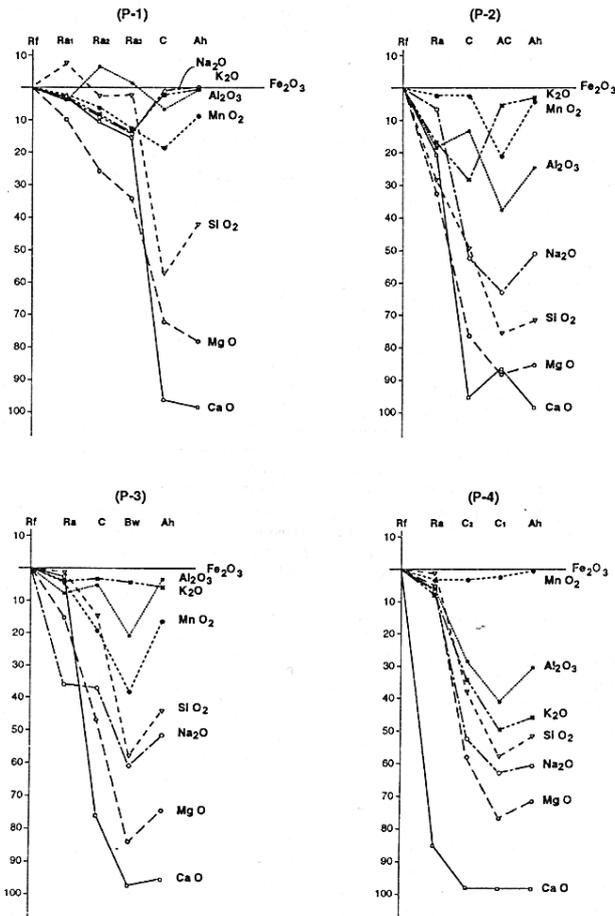


Figura 4.- Balance (% pérdida) iso-Fe en la alteración y edafogénesis de rocas serpentizadas de la Sierra Bermeja (Málaga).

Tabla 5.- Extracciones selectivas de los elementos de menor movilidad (mg/kg) en la fracción <2mm de los sistemas edafogeoquímicos considerados.

	Fe				Al				Mn				Si			
	Total	DCB	Ox.	Pir.	Total	DCB	Ox.	Pir.	Total	DCB	Ox.	Pir.	Total	DCB	Ox.	Pir.
P-1																
Ah	8.42	1.28	0.22	0.04	0.72	0.17	0.17	0.06	0.24	0.06	0.05	0.006	13.58	0.38	-	0.08
C	11.58	1.37	0.31	0.02	0.68	0.19	0.16	0.04	0.26	0.07	0.05	0.002	13.57	0.59	0.09	0.03
P-2																
Ah	15.27	1.29	0.57	0.03	0.87	0.37	0.21	0.05	0.36	0.15	0.11	0.009	13.57	0.34	0.08	0.03
AC	18.61	1.24	0.30	0.03	0.85	0.55	0.21	0.04	0.26	0.08	0.07	0.002	13.99	0.51	0.14	0.03
C	8.26	0.81	0.30	0.01	0.71	0.36	0.23	0.04	0.19	0.07	0.06	0.000	13.20	0.59	0.08	0.03
P-3																
Ah	9.78	0.73	0.37	0.04	0.76	0.20	-	0.10	0.24	0.11	0.06	0.010	13.95	0.55	-	0.37
Bw	13.03	0.85	0.26	0.02	0.81	0.29	0.16	0.09	0.24	0.12	0.09	0.006	13.58	0.65	0.18	0.02
P-4																
Ah	10.49	1.04	0.27	0.04	0.66	0.15	0.13	0.04	0.24	0.06	0.04	0.002	13.20	0.54	0.09	0.34
AC	11.25	0.93	0.54	0.04	0.59	0.14	0.24	0.02	0.24	0.08	0.05	0.002	12.41	0.65	0.15	0.05
C	8.47	0.94	0.41	0.01	0.53	0.06	0.14	0.04	0.19	0.09	0.04	0.000	13.58	0.67	-	0.09

DCB: Ditionito-citrato-bicarbonato; Ox.: Oxalato; Pir.: Pirofosfato; (-: no determinado)

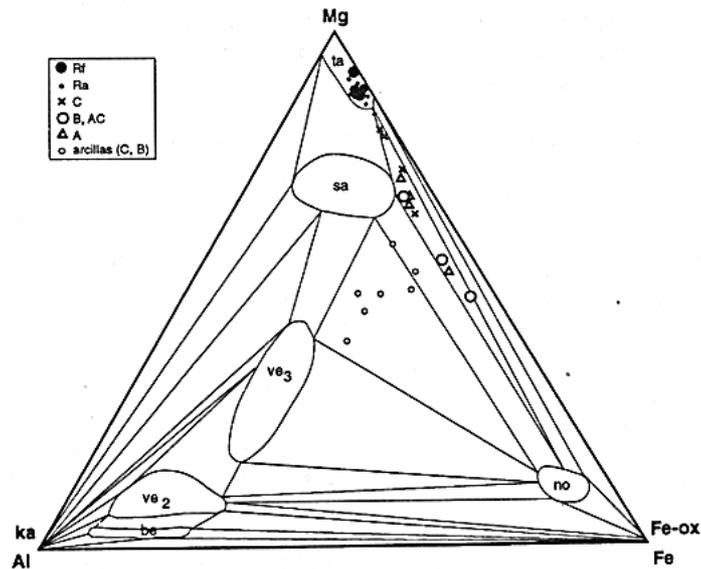


Figura 5.- Diagrama de fases del sistema Mg-Al-Fe (Velde, 1995) durante la alteración y edafogénesis de rocas serpentinizadas de la Sierra Bermeja (Málaga).

Tabla 6.- Composición de los extractos de saturación de los diferentes horizontes edáficos desarrollados sobre rocas serpentínicas de la Sierra Bermeja (Málaga) en condiciones de equilibrio.

	pH	CE uS/cm	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺² mg.l ⁻¹	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Si	Fe	Al
P-1															
Ah	8.28	532	0.9	13.0	15.4	14.1	61.0	30.7	32.0	4.2	21.9	1.6	10.2	<0.1	0.05
C	8.15	347	1.4	8.7	8.3	tr	49.4	24.0	15.9	3.8	19.2	1.0	15.1	<0.1	0.05
P-2															
Ah	8.19	898	0.8	10.6	22.3	20.0	131.2	65.3	80.0	13.4	4.8	3.1	6.5	<0.1	0.05
AC	8.08	497	0.7	8.7	20.6	tr	47.6	26.5	28.5	11.6	0.8	0.6	8.1	0.1	0.05
C	8.20	364	1.7	8.5	10.6	-	40.3	26.2	20.5	9.0	0.9	0.4	8.0	<0.1	0.05
P-3															
Ah	8.43	539	1.3	14.3	12.5	26.8	42.7	34.1	38.2	6.5	3.3	1.2	8.3	<0.1	0.05
Bw	7.94	466	1.4	8.8	10.6	tr	71.4	29.4	28.1	5.0	1.7	0.9	8.8	<0.1	0.05
C	7.94	478	3.4	14.1	23.1	-	88.5	37.5	29.9	9.7	1.5	0.3	22.0	<0.1	0.05
P-4															
Ah	8.37	605	1.0	9.8	14.0	25.5	61.0	39.0	45.0	9.5	1.7	1.1	8.0	<0.1	0.05
AC	7.98	295	1.4	5.8	9.6	tr	22.6	19.9	16.4	5.2	1.0	0.8	13.6	0.1	0.05
C	7.93	238	1.4	5.7	9.0	tr	15.9	14.8	12.2	4.7	1.6	0.3	13.7	<0.1	0.20

Tabla 7.- Fuerza iónica, actividades de Mg, Ca y Si y estabilidad mineral en los extractos de saturación en condiciones de equilibrio de diferentes horizontes edáficos de suelos sobre rocas serpentinizadas de la provincia de Málaga (calculados según Kharaka et al, 1989) (los minerales se presentan en orden decreciente de su índice de saturación) (cl:clorita; sa:saponita; ta:talco; go:goethita; k:caolinita; se:sepiolita; sm:esmectita; ca:calcita; mg:magnesita; cr:crisotilo).

	pH	I	aMg ²⁺	aCa ²⁺	aH ₄ SiO ₄	Minerales estables	Minerales metaestables
P-1							
Ah	8.28	6.10 ⁻³	9.10 ⁻⁴	5.10 ⁻⁴	4.10 ⁻⁴	cl>sa,ta,go	k,se,sm,ca,mg,cr
C	8.15	6.10 ⁻³	1.10 ⁻³	4.10 ⁻⁴	6.10 ⁻⁴	cl>ta,sa,sm,k,go	se,ca,cr
P-2							
Ah	8.19	1.10 ⁻²	2.10 ⁻³	1.10 ⁻³	3.10 ⁻⁴	cl>sa,ta,k,go	sm,se,ca,mg,cr
AC	8.08	1.10 ⁻²	6.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	cl>>se,cr,sa,ta,go	sm,k
C	8.20	5.10 ⁻³	6.10 ⁻⁴	5.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	cl>>cr,se,sa,ta,go	k,sm
P-3							
Ah	8.43	7.10 ⁻³	1.10 ⁻³	6.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	sa,cl,ta,go	k,sm,se,cr,ca,mg
Bw	7.94	5.10 ⁻³	8.10 ⁻⁴	5.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	k,sm,sa,ta,cl,go	ca
C	7.94	6.10 ⁻³	9.10 ⁻⁴	7.10 ⁻⁴	9.10 ⁻⁴	sm,k,sa,ta,cl,go	se,cr
P-4							
Ah	8.37	8.10 ⁻³	1.10 ⁻³	6.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	cl>sa,ta,go	k,sm,se,cr,ca
AC	7.98	4.10 ⁻³	5.10 ⁻⁴	5.10 ⁻⁴	6.10 ⁻⁴	sm,k,cl,go	sa,ta
C	7.93	3.10 ⁻³	4.10 ⁻⁴	3.10 ⁻⁴	6.10 ⁻⁴	sm,k,cl,go	sa,ta,se

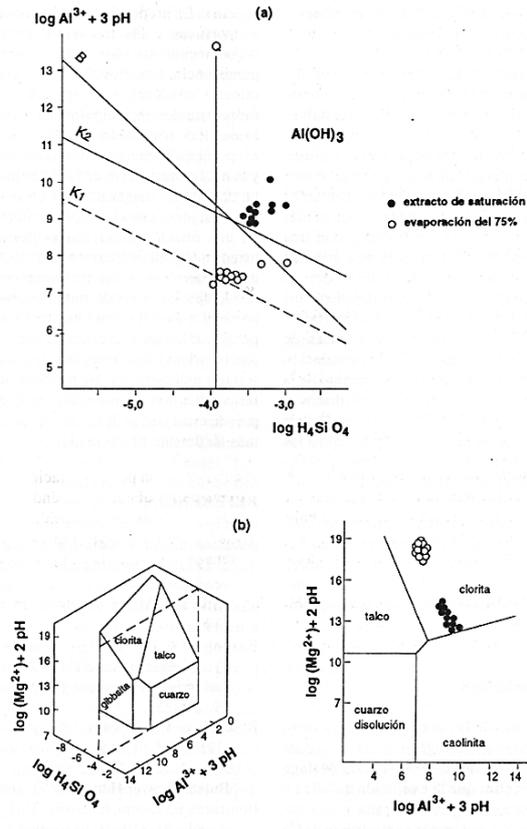


Figura 6.- (a): Diagrama de equilibrio del sistema SiO₂-Al₂O₃-MgO-H₂O para los extractos de saturación de los horizontes B y C de suelos serpentínicos de la Sierra, en condiciones de equilibrio y tras un proceso de evaporación del 75% de la humedad. Se consideran minerales de diferente cristalinidad a 15°C (caolinita_{K14}: Sarazin, 1979; gibbsita₁: Hemingway et al., 1978; caolinita₁: Kittrick, 1966; esmectita₁: se calcula considerando (Mg²⁺)=10^{-3.5} y (Fe²⁺)=2.70·3pH). (b): Aplicación del diagrama de Bowers et al., (1984) para el establecimiento de la estabilidad mineral (sección correspondiente a log(H₄SiO₄)=-4).

Tabla 8.- Fuerza iónica, actividades de Mg, Ca y Si y estabilidad mineral en los extractos de saturación considerados en la tabla 7 simulando condiciones de evaporación del 75 % de la humedad (calculados según Kharaka et al., 1989).

	pH	I	aMg ²⁺	aCa ²⁺	aH ₄ SiO ₄	Minerales estables	Minerales metaestables
P-1							
Ah	10.50	2.10 ⁻²	2.10 ⁻³	1.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	cl>sa, se, ta, cr, go	sm, ca, mg, k
C	10.35	2.10 ⁻²	3.10 ⁻³	1.10 ⁻³	4.10 ⁻⁴	cl>>cr, se, ta, sa, go	sm, k, ca, mg
P-2							
Ah	10.38	3.10 ⁻²	5.10 ⁻³	2.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	cl>sa, se, ta, cr, go	ca, mg, k, sm
AC	10.69	6.10 ⁻²	4.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁴	cl>sa, ta, se, cr, go	ca, mg, sm, k
C	10.56	1.10 ⁻²	1.10 ⁻³	8.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁴	cl>ta, se, sa, cr, go	ca, mg, k, sm
P-3							
Ah	10.50	2.10 ⁻²	2.10 ⁻³	1.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	cl>sa, se, ta, cr, go	ca, mg, k, sm
Bw	10.42	2.10 ⁻²	3.10 ⁻³	2.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	cl>sa, se, ta, cr, go	ca, mg, k, sm
C	10.14	2.10 ⁻²	2.10 ⁻³	3.10 ⁻³	1.10 ⁻³	cl>cr, se, ta, sa, go	sm, k, ca, mg
P-4							
Ah	10.50	2.10 ⁻²	3.10 ⁻³	1.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	cl>se, ta, sa, cr, go	ca, mg, k, sm
AC	10.50	2.10 ⁻²	3.10 ⁻³	1.10 ⁻³	1.10 ⁻⁴	cl>se, ta, sa, cr, go	ca, mg, k, sm
C	10.36	9.10 ⁻³	1.10 ⁻³	8.10 ⁻⁴	4.10 ⁻⁴	cl>ta, se, sa, cr, go	sm, k, ca, mg