

BIOGEOQUÍMICA DO FÓSFORO EM SOLOS DA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DO NE DO BRASIL

Ignacio Hernán Salcedo

Resumo

Nesta revisão são apresentados os principais fatores que controlam a disponibilidade de fósforo (P) do solo para as plantas na região semi-árida nordestina. Os dados disponíveis para a região são bastante limitados, em comparação com dados para regiões onde predomina agricultura comercial com elevados insumos. Inicialmente são apresentados dados das concentrações de P total, orgânico e inorgânico em solos, relacionando a variabilidade desses atributos com as variações regionais no material originário do solo. Solos derivados de sedimentos apresentaram teores de P total ao redor de 100 mg kg^{-1} enquanto em solos originados do cristalino os teores foram três a cinco vezes maiores. De forma geral, o teor de P inorgânico disponível para as plantas é insuficiente na maior parte da região semi-árida. Os processos biogeoquímicos que se descrevem na segunda parte do trabalho são de natureza bastante geral em termos espaciais. Entretanto, seus efeitos se apresentam com maior ou menor intensidade em função da ocupação do solo, da topografia, do clima e do material de origem do solo, fatores estes que tem uma forte dependência espacial na região semi-árida.

Palavras-chave: geoquímica de solos, fatores formadores do solo, Nordeste semi-árido

Abstract

This work presents an overview of the main factors controlling soil phosphorus (P) availability to plants in the North-Eastern semi-arid region. Available data for the

region is quite limited when compared with information available in regions where agribusiness prevails. Total P concentration data is presented initially and then it is subdivided into inorganic and organic P pools, relating their variability to changes in type of parent material. Soils derived from sedimentary deposits had total P concentrations of about 100 mg kg^{-1} , while concentrations in soils derived from crystalline material were three to five times greater. In general terms, concentrations of soil available P for plants are in the deficiency range for most of the semi-arid region. The biogeochemical processes that are reviewed in the second part of the work are quite general in terms of spatial distribution. However, their effects are noticed with more or less intensity depending on land use, topography, climate and parent material, which have a strong spatial dependency in the semi-arid region.

Keywords: soil geochemistry, soil forming factors, semi-arid Northeastern Brazil

Introdução

Os dados disponíveis de fósforo em solos da região semi-árida nordestina são relativamente limitados quando comparados com aqueles disponíveis para a região úmida. Em geral, a maior intensidade de pesquisas em fertilidade de solos é dirigida para áreas que possuem potencial de produção de culturas rentáveis e com a possibilidade de corrigir deficiências pelo uso de corretivos e fertilizantes. Esta situação dificilmente é encontrada nas condições de agricultura familiar de subsistência que predominam no semi-árido nordestino, com produtores descapitalizados, com dificuldade de acesso ao crédito agrícola e com nível de informação tecnológica insuficiente.

Na última década, no entanto, grupos de pesquisa e organizações não governamentais atuantes na região semi-árida tem resgatado a agricultura familiar de subsistência como foco de interesse para a realização de pesquisas. Em muitos casos essas pesquisas incluem o produtor como parte ativa na busca de soluções técnicas. Lentamente, dados regionalmente esparsos, mas com maior nível de

detalhe que os pré-existentes, começam a serem publicados. Nesta revisão não foram consideradas as áreas irrigadas, uma vez que a irrigação elimina as conseqüências da semi-aridez.

As condições de clima que definem a região semi-árida nordestina têm sido discutidas em vários trabalhos ao longo das últimas décadas (Reddy, 1983; Sampaio, 1995). Resumidamente, elas podem ser definidas pela combinação de um balanço hídrico negativo durante 6 a 11 meses por ano e uma precipitação pluviométrica anual inferior a 1000 mm. Embora este último valor possa parecer elevado, a variabilidade das chuvas no espaço e no tempo faz da média anual um parâmetro climático de alcance limitado (Sampaio, 1995).

A área ocupada por agricultura (milho, feijão, mandioca e algodão herbáceo) tem sido estimada em menos de 10% da área do semi-árido (Sampaio e Salcedo, 1997; Salcedo, 2004). Embora se saiba que há potencial de resposta à aplicação de fertilizantes (Sampaio et. al., 1994, 2004), preços agrícolas pouco compensatórios e a irregularidade das chuvas, mencionada anteriormente, desestimulam o uso de fertilizantes químicos nas lavouras. Neste contexto, a ciclagem de fósforo está principalmente relacionada ao P nativo do solo, mas deve-se considerar também que os agricultores normalmente utilizam o esterco para adubar seus roçados, quando este insumo é disponível na área.

No que concerne ao ciclo do fósforo, a condição de semi-aridez impõe restrições na intensidade e alcance dos processos que atuam nessa ciclagem, mas não necessariamente na natureza dos mesmos, em relação às regiões com maior disponibilidade de água. Por esse motivo, serão considerados na presente revisão os processos que atuam no ciclo do P no solo independentemente do clima, inserindo dados específicos para a região semi-árida nordestina quando estes estiverem disponíveis.

Fósforo total

Na ausência de aportes externos, o fósforo do solo provém do material originário. A concentração média de P nas rochas ígneas e metamórficas é 1,3 g kg⁻¹

¹, nos xistos é 0,75 g kg⁻¹, nos arenitos diminui para 0,35 g kg⁻¹ e nas rochas calcárias é ainda menor, 0,18 g kg⁻¹ (Jackson, 1969). Admitindo-se que a litosfera possui 95% de rochas ígneas, 4% de xistos, 0,75% de arenitos e 0,25% de rochas calcárias (Jackson, 1969), se obteria um conteúdo médio de P na litosfera de 1,28 g kg⁻¹.

Em função da variabilidade do P no material originário, foi sugerido que o conteúdo de P total dos solos pode variar entre 100 e 3000 mg kg⁻¹ (Frossard et al., 1995). Dada a variabilidade da litologia na região semi-árida no NE do Brasil (Jacomine, 2002), os valores de P total na camada superficial dos solos nessa região são também bastante variáveis. As poucas publicações disponíveis mostram faixas de variação oscilando entre 924 e 1100 mg kg⁻¹ (Luz et al., 1992); 123 e 155 mg kg⁻¹ (Tiessen et al., 1992); 52 e 1625 mg kg⁻¹ (Silveira, 2000); 80 e 390 mg kg⁻¹ (Fraga & Salcedo, 2004) e 260 a 390 mg kg⁻¹ (Araújo et al., 2004). As faixas mais amplas de variação corresponderam aos estudos envolvendo vários tipos de solos. Essas faixas de variação ficaram na primeira metade do intervalo sugerido por Frossard et al. (1995), mencionada no início do parágrafo. A exceção fica por conta dos resultados encontrados por Agbenin e Tiessen (1994), em uma toposseqüência no município de Serra Talhada-PE, que no terço superior da encosta apresentou teores de P total no horizonte A variando entre 3000 e 6000 mg kg⁻¹ solo em distâncias muito curtas. Esses valores resultaram do tipo de material originário, rochas sieníticas com alto conteúdo de apatita.

O fósforo total do solo está presente em formas inorgânicas e formas orgânicas, que serão consideradas a seguir.

Formas inorgânicas

Existe um numero bastante elevado de minerais contendo fósforo. Lindsay e Vlek (1977) e Lindsay (1979) listam 68 grupos desses minerais, muitos dos quais com quatro ou mais representantes. A grande maioria desses grupos foi associada à fabricação de fertilizantes ou como produtos da reação dos fertilizantes com o solo. Outros se originam a partir das transformações do P nativo do solo.

Os minerais primários de P mais comuns pertencem ao grupo das apatitas. A fórmula geral da apatita é $A_{10}(XO_4)_6Z_2$ onde A pode ser íons mono a tetravalentes, X é normalmente fósforo, mas também pode ser Si, S ou C, entre outros, e Z pode ser F, OH ou Cl entre outros. Poucas dessas opções estão amplamente distribuídas na natureza, sendo que uma única variedade, a fluorapatita ($Ca_{10}(PO_4)_6F_2$), é o mineral acessório mais freqüente nas rochas ígneas (Lindsay e Vlek, 1977).

A fluorapatita é um mineral muito insolúvel em meio aquoso, e sua solubilização é mediada pela acidificação do meio. A entrada de P em solução, na forma de íon ortofosfato, mono- ou di-ácido dependendo do pH da solução, dá início às transformações do P do solo.

A fluorapatita ou seus derivados persistem no solo até o processo de desenvolvimento do solo resultar em um meio pobre em bases, de reação ácida, que favoreça a hidrólise relativamente completa do fosfato de cálcio e a formação de fosfatos secundários de ferro e alumínio. Este nível ou intensidade de transformação de P é muito típico de regiões de clima úmido (Araújo et al., 1993; Ball-Coelho et al., 1993), nas quais predomina a lixiviação intensa de bases, mas não necessariamente em solos desenvolvidos em condições de semi-aridez. Para avaliar o alcance da transformação do P ligado ao Ca nessa região, é necessário considerar se o solo foi derivado do cristalino ou de material sedimentar com graus variáveis de intemperismo prévio.

Nos solos derivados do cristalino esperam-se encontrar maiores teores de P ligado ao Ca que em solos derivados de rochas sedimentares previamente intemperizadas, ainda que ambos estejam situados na região semi-árida. Por exemplo, um Latossolo Amarelo localizado na Chapada do Araripe-PE (7°35'S, 40°20'W), derivado de sedimentos marinhos apresentou 1,1% do P total ligado ao Ca (Tiessen et al. 1992), proporção esta comparável às encontradas em Latossolos e Argissolos na Zona da Mata-PE (Ball-Coelho et al., 1993; Araújo et AL., 1993).

A intensidade de alteração prévia do material de origem sedimentar poderá afetar a proporção de P total ligado ao Ca. É possível que isto explique porque Latossolos derivados de sedimentos coluviais do Plioceno-Pleistoceno, em três posições do relevo na região de Santa Rita-PE (8°05'S, 39°35'W), apresentaram ao

redor de 11% do P total ligado ao Ca (Araújo et al., 2004), proporção esta 10 vezes maior que as duas citadas anteriormente. Apesar de elevada, essa proporção de P ligado ao Ca dos Latossolos da região de Santa Rita-PE foi somente metade da encontrada em Luvisolos (Parnamirim-PE) derivados de biotita-gneiss e com teores de P total semelhantes aos Latossolos (Araújo et al., 2004).

Resultados de dez ordens de solo na região semi-árida de Pernambuco e Paraíba confirmam a tendência geral exposta no parágrafo anterior: solos derivados do cristalino apresentaram >40% (Vertissolos), 31% (Neossolos Litólicos) ou 21% (Luvisolos e Cambisolos) do P total associado ao Ca, enquanto nos Latossolos e Argissolos derivados de rochas sedimentares, essa percentagem foi, em média, 5,5% (Silveira, 2000). Os Neossolos Flúvicos resultaram em um caso interessante, pois apresentaram 37% do P total associado ao Ca (Silveira, 2000). É possível que isto tenha acontecido pela redistribuição de material superficial dos topos e encostas de regiões serranas, de cristalino, para o sistema de drenagem das várzeas das bacias amostradas.

Os valores citados no parágrafo anterior ilustram a permanência significativa da apatita ou seus derivados em solos derivados do cristalino na região semi-árida. Nos solos derivados de materiais intemperizados, as formas de P associadas ao Fe e ao Al, extraídas pelo NaOH, são proporcionalmente maiores que as ligadas ao Ca (Tiessen et al., 1992, Silveira, 2000).

Em todos os trabalhos anteriormente citados, relacionados às formas em que o P se encontra no solo, foi utilizado um fracionamento seqüencial do P proposto por Hedley et al. (1992). Este fracionamento determina inicialmente uma fração extraível com resina trocadora de ânions, considerada lábil ou disponível para as plantas. Segue-se uma extração com NaHCO_3 $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ que, por ser alcalina, solubiliza tanto P inorgânico (Pi) quanto P orgânico (Po). Ambas frações são consideradas também lábeis, embora o Po deva ser mineralizado antes de ser utilizado pelas plantas. A extração seguinte é com um álcali mais forte (NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$), que solubiliza formas de Pi e Po consideradas menos lábeis, principalmente associadas com oxi-hidróxidos de Fe e Al (Hedley et al., 1992). A seguinte extração é com H_2SO_4 $1,0 \text{ mol L}^{-1}$, que solubiliza formas associadas ao Ca, inclusive apatitas.

Finalmente, o resíduo da amostra é digerido com mistura de $\text{H}_2\text{SO}_4 / \text{H}_2\text{O}_2$ a $360\text{ }^\circ\text{C}$, para determinar o P residual.

Este fracionamento foi um avanço em relação à metodologia utilizada anteriormente (Chang e Jackson, 1957; Williams et al., 1967; Salcedo, 1993), porque foram determinadas duas frações de Po com diferentes labilidades (Hedley et al., 1992). A principal limitação de ambos os fracionamentos é a elevada quantidade de P que não é extraída das amostras (entre 40 e 50% na maioria dos solos), denominada P residual, e que tem formas de Pi e Po de baixa disponibilidade (Condon et al., 1990).

A disponibilidade de P para as plantas das várias frações do fracionamento de Hedley et al. (1992) tem sido pouco avaliada em solos do Nordeste. Dois trabalhos foram publicados sobre esse tema, um deles com solo da região úmida (Araújo et al., 1993) e outro com dois solos da região semi-árida (Araújo et al., 2003). Os resultados de ambos trabalhos são bastante coincidentes no sentido de apontar para a baixa especificidade do fracionamento. Em termos relativos (P fornecido em relação ao P na fração), as frações P resina e P bicarbonato foram as mais disponíveis, mas praticamente todas as frações, inclusive a de P residual, forneceram P para as plantas. Em termos absolutos, o P disponibilizado pela fração extraível com NaOH chegou a ser tão importante como a fração P resina.

Formas orgânicas

Formas orgânicas de P acumulam-se a partir do início da formação do solo como resultado do uso pelos microorganismos e posteriormente pelas plantas, do ortofosfato solubilizado da apatita. Esse fósforo imobilizado em formas orgânicas eventualmente retorna ao solo e a tendência é de aumentar sua concentração com o grau de intemperismo do solo (Walker & Syers, 1976; Cross & Schlesinger, 1995; Guerra et al., 1996).

Nos solos da região semi-árida, entre 30 e 60% do P total do solo encontra-se em formas orgânicas (Tiessen et al., 1992, Silveira, 2000; Fraga & Salcedo, 2004). Não há uma metodologia padrão na determinação de Po (Condon et al., 1990). O

método de ignição proposto por Saunders & Williams (1955) e posteriormente modificado (Williams et al., 1967) é o de uso mais generalizado. Entretanto, em solos muito intemperizados pode se sobreestimar o teor de P orgânico, em comparação com extrações ácido-álcali combinadas (Condrón et al., 1990). Por outro lado, o Po total obtido pela soma das extrações propostas por Hedley et al. (1992) resulta num valor subestimado, uma vez que o P residual contém quantidades consideráveis de Po (Condrón et al., 1990).

Técnicas espectroscópicas como ^{31}P RMN tem contribuído na caracterização do P orgânico extraído com NaOH-EDTA (Condrón et al., 1990; Turner et al., 2003, Gatiboni, 2003). A extração com NaOH também revelou presença de fosfo-enol-piruvatos (Pant et al., 1999). Extratantes mais fracos, como água e NaHCO_3 não foram tão efetivos para a utilização de ^{31}P RMN, uma vez que a técnica tem limite de detecção elevado e não se adapta às baixas concentrações de P normalmente presentes nesses tipos de extratos (Turner et al., 2003). Entretanto, a susceptibilidade do P orgânico extraído por esses extratantes mais fracos pode ser avaliada utilizando a hidrólise pela fosfatase (Turner et al., 2002).

Pouco mais da metade do P orgânico, de acordo com as caracterizações químicas realizadas, está na forma de fosfatos de inositol de origem microbiana e vegetal (Hayes et al., 2000). Ácidos nucleicos, fosfolipídios e outros ésteres representam menos de 10% do Po (Dalal, 1977). Devido à elevada densidade de carga dos inositois (grupos mono-éster), estes são rapidamente adsorvidos pelas superfícies de sesquióxidos, ficando assim parcialmente protegidos da decomposição (Dalal, 1977; Tate, 1984; Stewart & Tiessen, 1987). A interação de grupos di-éster (fosfolipídios e ácidos nucleicos) com as superfícies é menor, o que facilita à ação das fosfatases, motivo pelo qual estas formas de P se encontram no solo em menor concentração (Stewart & Tiessen, 1987; Gatiboni, 2003). O fósforo em formas orgânicas precisa ser hidrolisado por enzimas antes de poder reciclar como ânion ortofosfato (Juma & Tabatabai, 1988; Pant & Warman, 2000). Devido à riqueza das formas mono-éster em relação às di-éster, as fosfo-mono-esterases podem ser as enzimas mais importantes na hidrólise de Po (Oberson et al., 1996).

Outra fração do P_o do solo que é importante em termos qualitativos é aquela imobilizada na biomassa microbiana do solo, considerada como P lábil. A determinação do P microbiano envolve inicialmente fumigação com clorofórmio, seguida de extração e determinação de P_i e P_o (Brookes et AL., 1984; Hedley & Stewart, 1982). Informações quanto à biomassa microbiana em solos do semi-árido são por enquanto muito incipientes (Araújo et al., no prelo). Resultados obtidos por esses autores em amostras superficiais de 10 solos da região semi-árida oscilaram entre 3,6 e 13,2 mg P kg^{-1} de solo.

A biomassa microbiana é a principal competidora das plantas pelo P em solução, particularmente na presença de fontes de energia. Comparando a disponibilidade de P adicionado ao solo na forma de fertilizante (^{32}P) e de resíduos vegetais (^{33}P) para o trigo e para a biomassa microbiana, McLaughlin et al. (1988) encontraram 12% do P -fertilizante e 5% do P -resíduos no trigo, enquanto a biomassa microbiana continha 5% do P -fertilizante e 25% do P -resíduos.

Além do P imobilizado na biomassa microbiana, é também importante determinar o nível de atividade dessa microbiana, que se relaciona com o tempo de reciclagem do P na mesma (Jenkinson & Ladd, 1981). Nesse sentido, considerando-se as temperaturas elevadas a que é submetida à camada superficial dos solos do semi-árido, também parece necessário quantificar o nível de atividade biológica em função da temperatura e da umidade dessa camada. Flutuações temporais na biomassa microbiana do solo e, conseqüentemente, no P nela imobilizado, podem influenciar o P disponível para as plantas (Oberson et al., 1996).

Processos que controlam as transformações do fósforo

São vários os processos que controlam a ciclagem de P no solo (Frossard et al., 1995). No presente texto serão considerados apenas os processos de sorção-dessorção, precipitação-solubilização, mineralização-imobilização, e difusão. Os dois primeiros são também denominados de processos ou controles geoquímicos, enquanto o seguinte envolve controles biológicos. Entretanto, há

evidências também de mineralização bioquímica do fósforo orgânico (McGill e Cole, 1981).

As plantas e micro-organismos retiram o P, na forma do ânion ortofosfato, da solução do solo. A concentração do ânion na solução do solo é muito baixa, normalmente na faixa de 10^{-6} mol L⁻¹, devido à elevada afinidade desse ânion pelas superfícies dos colóides inorgânicos e à baixa solubilidade dos seus minerais. Por esses motivos é um dos nutrientes essenciais mais imóveis, junto com o Fe (Sposito, 1989), e seu deslocamento é controlado pelo processo difusivo.

A escala de tempo para a difusão de um nutriente no solo pode ser estimada a partir da equação $x_t^2 = 0,5 D_e t$, onde x_t^2 é o quadrado da distância média difundida no tempo t e D_e é o parâmetro de difusividade de Nye (Sposito, 1989; Agbenin & Raji, 2001). Com uma distância rizosférica média (δ) de, aproximadamente, 3 mm, a constante de tempo de difusão é $\tau_D = 2 \delta^2 / D_e$ e para o P resulta em 20.000 dias (Sposito, 1989). No caso do nitrato, que se movimenta por convecção, esse tempo seria de 24 h. O parâmetro D_e é diretamente proporcional ao volume disponível para difusão (θ) e ao fator de tortuosidade (f), que geralmente é 1,5 vezes o valor de θ (Sposito, 1989), e inversamente proporcional ao poder tampão de P no solo. Desta forma, D_e tende a diminuir em solos com baixo conteúdo de água, o que resulta no aumento do tempo de difusão. Solos com alta capacidade de retenção de P, associada a teores elevados de oxi-hidróxidos de Fe e Al, também tendem a diminuir D_e . Valores de tempo muito superiores ao ciclo de crescimento das culturas para nutrientes que não alcançam às raízes por processos convectivos indicam que a interceptação radicular tem que ser um processo importante na absorção do nutriente (Sposito, 1989)

Processos geoquímicos

Dissolução e precipitação

Não foram encontrados trabalhos com solos do semi-árido nordestino que tenham avaliado processos de dissolução-precipitação no controle de P em solução.

Lindsay & Moreno (1960) propuseram um sistema de equações de produto de solubilidade envolvendo fosfatos de Ca, Fe e Al. A partir do pH do solo e da atividade do íon ortofosfato em solução, os autores tentaram definir o mineral que controlava a solubilidade do P nesse solo. Este enfoque tinha várias limitações e a publicação de trabalhos no tema de produtos de solubilidade de minerais de P em solos está hoje praticamente abandonado. Nessa mesma época foi proposta uma extração seqüencial do P do solo que relacionava o P extraído por diversos extratores às formas químicas do P do solo, que se dividiam em formas lábeis e formas ligadas ao Ca, Fe e Al, além de uma fração residual de composição desconhecida (Chang & Jackson, 1957).

De forma geral, em solos de reação neutra e com elevada saturação de bases, as reações de precipitação e dissolução envolvem fosfatos de Ca. Em solos mais intemperizados, de reação ácida e com baixa saturação de bases, o controle da solubilidade do P é exercido por minerais de Fe e Al. Dada a diversidade da litologia da região semi-árida, é possível que ambas situações co-existam na região, mas com predomínio do controle pelo Fe e Al.

Além dos métodos indiretos de extração seqüencial (Chang e Jackson, 1957) e de produto de solubilidade (Lindsay & Moreno, 1960), há métodos de observação direta, visando identificar o P da fase sólida, como difração de raios-X, calorimetria diferencial de varredura e ressonância magnética nuclear de ^{31}P (RMN- ^{31}P) de alta resolução (Frossard et al., 1995). Segundo esses autores, há limitações para o uso desses métodos, pois requerem elevadas concentrações de P e, no caso da RMN, impurezas paramagnéticas de Fe e Mn impedem observações do P.

Um método que permite a determinação da morfologia e composição de partículas ricas em P é a microscopia eletrônica combinada com raios-X de energia variável. Este método foi utilizado na caracterização de nódulos ferruginosos retirados de uma camada de concreções solta, mas contínua em um Latossolo Amarelo (Tiessen et al., 1991). As varreduras determinaram elevadas concentrações de Fe e Al nos poros e na superfície dos nódulos, que eram muito porosos. A conjugação da porosidade com a presença de Fe e Al permite que o P contido na

solução do solo que penetre nesses nódulos seja imediatamente fixado e permaneça em formas muito pouco disponíveis às plantas (Tiessen, et al., 1993).

Sorção – dessorção

São inúmeros os trabalhos publicados, tanto internacionais quanto nacionais, relacionados com a sorção e dessorção do íon ortofosfato pela fase sólida do solo em contato com a solução. Aspectos tais como ajuste de dados por equações empíricas, mecanismos envolvidos no processo, desenvolvimento de modelos, cinética de sorção e dessorção, e influência da fase sólida, têm sido considerados (Frossard et al., 1995; Novais & Smyth, 1999). Em contraste, poucos trabalhos relacionados a esses temas foram encontrados para solos da região semi-árida nordestina (Pereira & Faria, 1998).

Ânions ortofosfato em solução aquosa, colocados em contato com uma superfície de um oxi-hidróxido metálico, reagem de forma rápida e exotérmica com sua superfície. Há uma troca de ligantes, dando lugar à formação de um complexo fosfatado na superfície e à liberação de OH^- ou H_2O na solução (Barrow, 1987; Goldberg & Sposito, 1985). O complexo formado com a superfície pode ser monodentado, onde um oxigênio do fosfato é ligado ao metal; bi-dentado, onde dois oxigênios são ligados ao metal; ou binucleado, onde dois oxigênios do fosfato são ligados a dois átomos do metal (Taylor & Ellis, 1978; Goldberg & Sposito, 1985). Quando o P em solução está em baixas concentrações em relação ao número de sítios de sorção, forma-se um complexo bi-dentado, que tem sido confirmado espectroscopicamente (Atkinson et al., 1974). À medida que a concentração de P na solução aumenta, os complexos tendem a ser monodentados (Taylor & Ellis, 1978). A formação de complexos binucleados ou ainda a difusão do P para o interior do cristal, provavelmente está associado ao “envelhecimento” do P adsorvido (Barrow, 1987; 1999)

Experimentalmente, a capacidade de adsorção de P de um solo ou um constituinte do solo é avaliada por meio de uma isoterma de adsorção. Soluções com concentrações crescentes de P são adicionadas a suspensões da fase sólida em

uma solução salina diluída (por exemplo, Cl_2Ca $0,01 \text{ mol L}^{-1}$). Após tempos de equilíbrio variáveis, mas geralmente não inferiores a 24 h, e que podem incluir ajustes de pH, o sólido é separado por filtração ou centrifugação e o sobrenadante analisado quanto à concentração de P. Por diferença entre o P adicionado e o remanescente para cada solução, encontra-se o P sorvido pela fase sólida (Nair et al., 1984). Os dados experimentais podem então ser ajustados por alguma das várias equações disponíveis (Novais & Smyth, 1999). O principal inconveniente dessa metodologia é que, dependendo da faixa de concentração utilizada, o desaparecimento do P da solução pode ser devido a mecanismos de precipitação e não de sorção (Veith & Sposito, 1977). Outro aspecto não considerado por esta metodologia refere-se à cinética da troca entre o P na superfície e o P na solução, que é variável para cada ponto da isoterma (Machado, 1996).

Após a retirada do P disponível em solução pela planta ou pela biomassa microbiana, este é renovado pela dessorção e/ou solubilização do P na fase sólida. Existem várias alternativas para estimar o P da fase sólida que pode substituir aquele retirado da solução, as quais podem ser agrupadas em quatro categorias (Frossard et al., 1995):

- a) Extração por soluções ácidas ou básicas. A principal limitação desses métodos é que alteram a superfície dos colóides e não extraem um reservatório homogêneo de P (Gatiboni, et al., 2002).
- b) Dessorção em água ou solução salina diluída. A limitação fica por conta das baixas concentrações que são extraídas de solos deficientes em P, mas pode ser utilizado quando houver uma sorção prévia de P (Salcedo et al., 1991).
- c) Uso de resina trocadora de ânions. A principal vantagem é que simulam a ação das raízes das plantas, ao reduzir a concentração de P em solução (Amer et al., 1955), sem alterar a superfície dos colóides (Gatiboni et al., 2002).
- d) Uso de técnicas isotópicas para estimar a quantidade de P na superfície do solo que pode difundir para a solução do solo (Larsen, 1967; Fardeau et al., 1985; Salcedo et al., 1991).

O método mais difundido na região nordeste para avaliar o P disponível para as plantas é o Mehlich-1 (EMBRAPA, 1997), que consiste de uma mistura dos ácidos clorídrico e sulfúrico diluídos. Solos com concentrações inferiores a 9 mg P kg^{-1} de solo são considerados de baixa disponibilidade de P, com base nos critérios utilizados em Pernambuco (Cavalacanti, 1998) (note-se que nessa publicação as unidades são mg dm^{-3} de solo); aqueles entre $9\text{-}25 \text{ mg P kg}^{-1}$ são classificados como médios e aqueles com concentrações $>25 \text{ mg P kg}^{-1}$ solo como altos. Com base no levantamento exploratório para classificação dos solos do Nordeste do Brasil selecionaram-se 869 amostras do horizonte superficial de 13 classes de solo na região semi-árida e determinou-se que 73% classificavam-se como baixas, 16% como médias e somente 11% como altas. Maiores detalhes deste estudo podem ser obtidos em outra palestra deste Congresso (Menezes et AL., 2005).

Esses resultados mostram claramente a situação de deficiência generalizada de P disponível nos solos da região semi-árida. Essa situação é, em geral, um reflexo das baixas concentrações de P total nos solos da região, que associada a longos períodos com deficiência hídrica, compromete a acumulação de matéria orgânica (Fraga & Salcedo, 2004).

Processos biológicos e bioquímicos

Mineralização – imobilização

Em ecossistemas naturais ou em agroecossistemas sem adições continuadas de fontes externas de P, os valores de P_o no solo tendem a serem estáveis com o tempo. Essa estabilidade esconde a natureza dinâmica do P_o , ou de uma fração do mesmo, uma vez que os processos de imobilização e mineralização ocorrem simultaneamente e podem resultar numa taxa líquida próxima de zero (Dalal, 1977; Stewart & Tiessen, 1987).

Taxas de mineralização de Po em laboratório foram recentemente obtidas por Oehl et al. (2001) utilizando técnicas isotópicas. É muito difícil obter essas taxas por métodos normais de incubação, porque o Po mineralizado é rapidamente sorvido pela fase sólida. As taxas de mineralização basal obtidas por esses autores oscilaram entre 1,4 e 2,5 mg P kg solo⁻¹ dia⁻¹ sendo as menores para parcelas que vinham recebendo fertilizantes minerais e as maiores para parcelas sob manejo bio-dinâmico (Oehl et al., 2004). Diferenças de atividade microbiana e de atividade enzimática entre tratamentos acompanharam a mesma tendência do Po mineralizado.

A transformação de formas de P orgânicas em inorgânicas envolve a hidrólise de ésteres e anidridos do ácido fosfórico, que é catalizada por um grupo de enzimas denominadas genericamente de fosfatases (Tabatabai, 1994). As fosfatases ácidas, produzidas por plantas e microorganismos, e as alcalinas, originadas exclusivamente dos microorganismos, tem sido as mais estudadas (Oberson et al., 1996). Essas enzimas permanecem no solo em forma livre, sendo protegidas da decomposição pela sorção em grupos funcionais da superfície de complexos organo-minerais (Stewart & Tiessen, 1986). Por esse motivo sua atividade mostra poucas oscilações temporais em relação a outros parâmetros biológicos (Oberson et al., 1996). O efeito do manejo sobre a atividade das fosfatases tem sido determinado para solos de Cerrado (Matsuoka et al., 2003), mas não há dados disponíveis para a região semi-árida.

Na medida em que a concentração de formas orgânicas de P no solo aumenta, parte do suprimento de P para as plantas pode originar-se de sua mineralização (Tiessen et al., 1984). Entretanto, Oehl et al. (2004) salientam que a quantidade de P mineralizado foi menos de 10% do P isotopicamente trocável por dia, mostrando que o controle geoquímico do P disponível seria mais relevante que o controle biológico ou bioquímico. Ainda assim o tema da mineralização é relevante uma vez que de 30 a 60% do P está em formas orgânicas. Em geral, os valores mais elevados da relação Po/Pt têm sido encontrados em ecossistemas naturais relativamente preservados enquanto os menores em sistemas de agricultura de subsistência (Tiessen et al., 1992; Fraga & Salcedo, 2004).

A hidrólise dos grupos éster (C-O-P) corresponde à demanda da flora heterotrófica por energia, sendo parte do C mineralizado para CO₂ e parte do P orgânico para ortofosfato, denominando-se mineralização biológica. Resultados encontrados em Latossolo de Araripina-PE indicaram que este foi o processo predominante na mineralização de 30% do C e 30% do Po, causada pelo desmatamento de uma área de caatinga, seguido de queima e de cultivo durante dois anos (Tiessen et al., 1992). Áreas sob vegetação preservada de caatinga apresentaram uma relação P orgânico/P inorgânico de 1,5 enquanto nas áreas degradadas sob cultivo de subsistência a relação mudou para 0,8. O carbono orgânico nessas duas situações de uso diminuiu de 17,8 para 8,9 g kg⁻¹ de solo, respectivamente (Fraga & Salcedo, 2004).

Também tem sido proposto que a mineralização do Po pode ser de natureza bioquímica, realizada por fosfatases livres no solo ou produzida por plantas ou microorganismos em resposta a teores muito baixos de P inorgânico disponível (McGill & Cole, 1981). Neste caso, haveria mineralização de P sem necessariamente haver mineralização de carbono, o que poderia explicar a elevada variabilidade da relação C:Po relatada por diversos autores (Araújo et al., 2004; Fraga & Salcedo, 2004).

Não há informações disponíveis quanto a taxas de mineralização basal de Po para solos do semi-árido. Os poucos resultados disponíveis mostram os efeitos da mudança no uso do solo, mediante amostragens em áreas de histórico conhecido (Tiessen et al., 1992; Fraga & Salcedo, 2004). Esses resultados ilustraram quais as principais modificações no ciclo do P que podem ser esperadas a médio prazo. A mineralização acelerada de Po que se segue à seqüência corte-queima-cultivo e o retorno da relação Po:Pi aos valores iniciais com o aumento dos anos de pousio, foram parte das tendências observadas (Tiessen et al., 1992). As transformações induzidas pelo sistema corte-queima foram muito rápidas. Seis meses depois de queimadas experimentais de vegetação de caatinga em Serra Talhada-PE, o Po tinha diminuído em 20% e o Pi associado ao Fe e Al aumentado em aproximadamente a mesma proporção (Salcedo et al., 1993).

A mudança no uso do solo estimula uma transferência de formas orgânicas relativamente lábeis para formas inorgânicas menos lábeis. Após dois ou três anos de cultivo, os solos ficam esgotados nas suas reservas e provavelmente também na sua atividade biológica, o que limita seriamente a produtividade. A adição de 25 mg P kg⁻¹ solo aumentou 4 a 5 vezes a produção de matéria seca em amostra retirada de vegetação nativa de caatinga, 7 a 8 vezes em amostra retirada de área recentemente queimada, mas não conseguiu duplicar a matéria seca na amostra proveniente de área abandonada para pousio (Salcedo et al., 1997).

A manutenção dos teores de matéria orgânica nos solos do semi-árido, incluindo-se não apenas o C, mas também o nitrogênio, fósforo e enxôfre, é a base da sustentabilidade do sistema (Tiessen, et al., 1998; Tiessen, et al., 2001). Nesse sentido, é importante destacar que uma das características das mudanças de uso do solo na região semi-árida tem sido a marcante diminuição do estrato arbóreo e esta é uma questão fundamental na ciclagem de P em solos deficientes neste nutriente. Por acompanhar a dinâmica do C, que está mais concentrada na camada superficial, o Po pode apresentar alguma estratificação com a profundidade, mas este não é o caso, em geral, do P total (Silveira, 2000; Fraga & Salcedo, 2004). Em solos com baixos teores de P total, o acesso do estrato arbóreo a profundidades maiores que as herbáceas, faz com que, num sistema caducifólio como a caatinga, a camada superficial do solo fique enriquecida em nutrientes sob a copa das árvores (Menezes & Salcedo, 1999; Tiessen et al., 2003). Entretanto, não todas as espécies apresentam resultados comparáveis. No estudo de Menezes & Salcedo (1999), onde a fertilidade do solo sob a copa de *Ziziphus joazeiro*, *Prosopis juliflora* e *Spondias tuberosa*, foi comparada com o solo vizinho sob pastagem de *Cenchrus ciliaris*, encontraram-se 24, 18 e 19 kg ha⁻¹ adicionais de Po sob a copa das árvores dessas três espécies, respectivamente. Já no caso de P extraível por resina, essas quantias foram 12, 3 e 0 kg ha⁻¹, respectivamente. Tampouco houve efeito de *S. tuberosa* nos teores de C, N, Ca no solo em relação à pastagem.

É possível argumentar que o enriquecimento do solo sob a copa da árvore decorre da presença dos animais que procuram sua sombra. Este não foi o caso dos resultados relatados acima, uma vez que carga animal era muito baixa e a densidade

de árvores relativamente alta. Entretanto, seja por um ou outro mecanismo, ou ambos atuando em conjunto, a presença da árvore resulta num aumento da fertilidade do solo na área de ação da copa. Além dos aportes de resíduos ao solo, vale salientar, de forma geral para qualquer cobertura vegetal, os efeitos associados à proteção da superfície do solo, minimizando processos erosivos (Fraga & Salcedo, 2004), e à interceptação da radiação solar, reduzindo a temperatura da camada mais superficial do solo (Menezes et al., 2002).

Pelo exposto, deve-se ressaltar a necessidade de manter um nível adequado de atividade biológica no solo, decorrente dos aportes de resíduos orgânicos associados à presença de plantas. Essa atividade favorece a manutenção de uma proporção significativa do P em formas orgânicas, evitando sua sorção pela fase mineral coloidal e a eventual formação de compostos inorgânicos relativamente inertes.

Referências

- AGBENIN, J.O & RAIJ, B.V. Kinetics and Energetics of Phosphate Release from Tropical Soils Determined by Mixed Ion-Exchange Resins. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 1108-1114. 2001.
- AGBENIN, J.O. & TIESSEN, H. Phosphorus transformations in a toposequence of Lithosols and Cambisols from semi-arid northeastern Brazil. *Geoderma* 62, 345-362, 1994
- AMER, F.; BOULDIN, D.R.; BLACK, C.A. & DUKE, F.R. Characterization of soil phosphate by anion exchange resin adsorption and ³²P equilibration. *Plant and Soil* 60:391-408. 1955.
- ARAÚJO, S.B.M.; SCHAEFER, C.E.R. & SAMPAIO, E.V.S.B. Soil phosphorus fractions from toposequences of semi-arid Latosols and Luvisols in northeastern Brazil. *Geoderma* 119:309-321, 2004.
- ARAÚJO, S.B.M.; SCHAEFER, C.E.R. & SAMPAIO, E.V.S.B. Plant phosphorus availability in Latosols and Luvisols form northeastern semi-arid Brazil. *Comm. Soil Pl. Analysis*, xx:407-425, 2003.

- ARAÚJO, S.B.M.; SALCEDO, I.H. & SAMPAIO, E.V.S.B. Efeito de fertilizações anuais em solo cultivado com cana-de-açúcar. II. Formas disponíveis e efeito residual do P acumulado. R. bras. Ci. Solo 17:397-403, 1993.
- ARAÚJO, S.B.M.; SALCEDO, I.H. & SAMPAIO, E.V.S.B. Proposta de modificação do método de cálculo do fósforo na biomassa microbiana aplicada a solos de Pernambuco. Rev. Brás. Ci. Solo (no prelo).
- ATKINSON, R.J.; PARFITT, R.L. & SMART, R.St.C. Infrared study of phosphate adsorption on goethite. J. Chem. Soc. Faraday I, 70:1472. 1974.
- BALL-COELHO, B.; SALCEDO, I.H.; TIESSEN, H. & STEWART, J.W.B. Short- and long-term phosphorus dynamics in a fertilized Ultisol under sugarcane. Soil Sci. Soc. Am. J., 57:1027-1034. 1993.
- BARBAR, S.A. Soil Nutrient Bioavailability. A Mechanistic Approach. John Wiley & Sons. N.Y. 397 f. 1984.
- BARROW, N.J. Reactions with variable charge soils. Developments in Plant and Soil Sciences. Martinus Nijhoff Publ., Boston, 191 p. 1987.
- BARROW, N.J. The four laws of soil chemistry: the Leeper lecture 1998. Australian J. Soil Sci., 37:787-829. 1999.
- BROOKES, P.C.; POWLSON, D.S. & JENKINSON, D.S. Phosphorus in the soils microbial biomass. Soil Biol. Biochem., 16:169-175. 1984.
- BROSSARD, M. & LAURENT, J.Y. Le phosphore dans les vertisols de la Martinique (Petites Antilles). Relations avec la matière organique. Cah. Orstom, sér. Pédol. 27:109-119. 1992.
- CAVALCANTI, F.J.A. Recomendações de adubação para o Estado de Pernambuco: 2ª. Aproximação. IPA, Recife, 198 f. 1998.
- CROSS, A.F. & SCHLESINGER, W.H. A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: applications to the biogeochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems. Geoderma 64:197-214. 1995.
- CHANG, S.C. & JACKSON, M.L. Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84:133-144, 1957.

CONDRON, L.M.; FROSSARD, E.; TIESSEN, H.; NEWMAN, R.H. & STEWART, J.W.B. Chemical nature of organic phosphorus in cultivated and uncultivated soil under different environmental conditions. *J. Soil Sci.* 41:41-50. 1990.

DALAL, R.C. Soil organic phosphorus. *Adv. in Agronomy* 29:83-113. 1977.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Manual de Métodos de Análises de solos. 2.Ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 212 f. 1997.

FARDEAU, J.C.; MOREL, C & JAPPÉ, J. Cinétique d'échange des ions phosphate dans les systèmes sol-solution. Verification expérimentale de l'équation théorique. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t. 300, Série III I, 371-376. 1985.

FRAGA, V.S.; SALCEDO, I.H. Declines of organic nutrient pools in tropical semi-arid soils under subsistence farming. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68:215-224, 2004.

FROSSARD, E.; BROSSARD, M.; HEDLEY, M.J. & METHERELL, A. Reactions controlling the cycling of P in soils. **In:** Tiessen, H. (Ed.), *Phosphorus in the Global Environment: Transfers, Cycles and Management*. SCOPE, 54. John Wiley & Sons, New York, p. 108-137, 1995.

GATIBONI, L.C. Disponibilidade de formas de fósforo do solo às plantas. Tese de doutorado. PPGA, Univ. Fed. Sta. Maria. Sta. Maria-RS. 231 p. 2003.

GATIBONI, L.C.; KAMINSKI, J; RHEINHEIMER, D.S. & SAGGIN, A. Quantificação do fósforo disponível por extrações sucessivas com diferentes extratores em Latossolo Vermelho Distroférico. *R. bras. Ci. Solo* 26:1023-1029, 2002.

GUERRA, J.G.M.; ALMEIDA, D.L.; SANTOS, G.A. & FERNANDES, M.S. Conteúdo de fósforo orgânico em amostras de solos. *Pesquisa Agropec. Bras.*, 31:291-299, 1996

GOLDBERG, S & SPOSITO, G. A chemical model of phosphate adsorption by soils. II. Noncalcareous soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48:779-783, 1984.

GOLDBERG, S & SPOSITO, G. On the mechanism of specific phosphate adsorption by hydroxylated mineral surfaces: a review. *Comm. Soil Sci. and Plant Anal.*, 16:801-821. 1985.

- HAYES, J. E., RICHARDSON, A. E., AND SIMPSON, R. J. Components of organic phosphorus in soil extracts that are hydrolysed by phytase and acid phosphatase. *Biol. Fertil. Soils*, 32: 279 – 286. 2000.
- HEDLEY, M.J. & STEWART, J.W.B. A method to measure microbial phosphorus in soils. *Soil Biol. Biochem.*, 14:377-385. 1982.
- HEDLEY, M.J.; STEWART, J.W.B. & CHAUHAN, B.S. Changes in inorganic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46:970-976. 1982.
- JACKSON, M.L. Chemical composition of soils. **In:** Bear, F (Ed.), *Chemistry of the soil*. 2nd ed. Van Nostrand Reinhold Co. N.Y. p. 71-141, 1969.
- JACOMINE, P.K.T. Caracterização do estágio atual dos solos sob caatinga. **In:** Araújo, Q.R.(Org.), *500 Anos de Uso do Solo no Brasil*. Reunião Bras. Manejo e Conservação de solo, 13, Ilheus-BA, UESC, 2002, p. 365-397.
- JENKINSON, D.S. & LADD, J.N. Microbial biomass in soil – measurement and turnover. **In:** Paul, E.A. & Ladd, J.N. (eds.), *Soil Biochemistry*, Vol 5, pp. 415-471. Marcel Dekker, N.Y., 1981.
- JUMA, N.G. & TABATABAI, M.A. Hydrolysis of organic phosphate by corn and soybean roots. *Plant and Soil*, 107:31-38. 1988.
- LARSEN, S. Soil Phosphorus. *Adv. in Agronomy*, 19:151-210. 1967.
- LINDSAY, W.L. *Chemical Equilibria in Soils*. Wiley & Sons, N.Y. 445 p. 1979.
- LINDSAY, W.L. & MORENO, E.C. Phosphate phase equilibria in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* :177-182, 1960.
- LINDSAY, W.L. & VLECK, P.L.G. Phosphate minerals. **In:** Dixon, J.B. & Weed S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison (WI), p. 639-672, 1977.
- LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.D. & MERMUT, A.R. Pedogênese em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco. R. Bras. Ci. Solo, 16:95-102, 1992.*
- MACHADO, L.C. Isotermas e cinética de adsorção de fósforo (32P) em solos de Pernambuco. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em

Tecnologias Energéticas e Nucleares (PROTEN), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 45 f., 1996.

MATSUOKA, M., MENDES, I. C., & LOUREIRO, M. F. Biomassa microbiana e atividade enzimática em solos agrícolas em solos sob vegetação nativa e sistemas agrícolas anuais e perenes na região de Primavera do Leste (MT). R. bras. Ci. Solo, 27: 425 – 433. 2003.

McGILL, W.B. & COLE, C.V. 1981. Comparative aspects of organic C, N, S and P cycling through soil organic matter during pedogenesis. Geoderma 26:267-286. 1981.

McLAUGHLIN, M.J.; ALSTON, A.M. & MARTIN, J.K. Phosphorus cycling in wheat-pasture rotations. II. The role of the microbial biomass in phosphorus cycling. Aust. J. Soil Res. 26:333-342. 1988.

MENEZES, R.S.C.; GARRIDO, M.S. & PEREZ, A.M.M. Fertilidade dos solo no semi-árido, Congresso Brasileiro de Ciência de Solo, 30. Universidade Federal Rural de Pernambuco – SBCS, Recife. CD-ROM, 2005.

MENEZES, R.S.C. & SALCEDO, I.H. Influence of tree species on the herbaceous understory and soil chemical characteristics in a silvopastoral system in semi-arid northeastern Brazil. R Bras. Ci. Solo 23:817-826, 1999.

MENEZES, R.S.C.; SALCEDO, I.H. & ELLIOTT, E.T. Microclimate and nutrient dynamics in a silvopastoral system of semiarid northeastern Brazil. Agroforestry Systems 56:27-38, 2002.

NAIR, P. S.; SHARPLEY, A. N.; SOMMERS, L. E.; TABATABAI, M. A. & YUAN, T. L. Inter-laboratory comparison of a standardized phosphorus adsorption procedure. J. Environ. Qual. 13: 591-595, 1984.

NEUFELDT, H., SILVA, J. E. DA., AYARZA, M. A., & ZECH, W. Land-use effects on phosphorus fractions in Cerrado oxisols. Biol. Fertil. soils., 31:30-37. 2000.

NOVAIS, R.F. & SMYTH, T.J. Fósforo em Solo e Planta em Condições Tropicais. Univ. Fed. de Viçosa, Departamento de solo, Viçosa-MG. 399 f. 1999.

OBERTSON, A., BESSON, J.M., MAIRE, N., & STICHER, H. Microbiological processes in soil organic phosphorus transformations in conventional and biological cropping systems. Biol-fertil-soils., 21:138-148. 1996.

OBERSON, A., FRIESEN, D. K., TIESSEN, H., MOREL, C. & STAHEL, W. Phosphorus status and cycling in native savanna and improved pastures on an acid low-P Colombian Oxisol. *Nutr. cycl. agroecosyst.*, 55:77-88. 1999.

OEHL, F.; FROSSARD, E.; FLIESSBACH, A.; DUBOIS, D. & OBERSON, A. Basal organic phosphorus mineralization in soils under different farming systems. *Soil Biol. Biochem.*, 36: 667-675. 2004.

OEHL, F., OBERSON, A., SINAJ, S., & FROSSARD, E. Organic phosphorus mineralization studies using isotopic dilution techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65:780-787. 2001.

PANT, H. K. & WARMAN, P. R. Enzymatic hydrolysis of soil organic phosphorus by immobilized phosphatases. *Biol. Fertil. soils.*, 30:306-311. 2000.

PANT, H. K., WARMAN, P. R., & NOWAK, J. Identification of soil organic phosphorus by ³¹P nuclear magnetic resonance spectroscopy. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 30:757-772. 1999.

PEREIRA J.R. & FARIA, C.M.B. Sorção de fósforo em alguns solos do semi-árido do nordeste brasileiro. *Pesq. Agropec. Bras.* 33:15-17, 1998.

REDDY, S.J. Climatic classification: the semi-arid tropics and its environment – a review. *Pesq. Agropec. Bras.* 18:823-847, 1983.

SALCEDO, I.H. Diagnóstico e dinâmica de fósforo em solos de Pernambuco. Tese para Concurso Público, Professor Titular. Dep. Energia Nuclear, UFPE, Recife, 1993, 257 p.

SALCEDO, I.H. Fertilidade do solo e agricultura de subsistência: desafios para o semi-árido nordestino. *Fertbio 2004*, Soc. Bras. Ci. Solo, Lajes, SC, CD-ROM, 2004.

SALCEDO, I.H.; BERTINO, F. & SAMPAIO, E.V.S.B. Reactivity of phosphorus in northeastern Brazilian soils assessed by isotopic dilution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:140-145. 1991.

SALCEDO, I.H.; SAMPAIO, E.V.S.B. & ARAÚJO, M.S.B. Mudanças no C, N e P do solo causadas por queimadas. Congresso Bras. Ciência do Solo, 27. SBSCS, Goiânia-GO, p. 177-178, 1993.

SALCEDO, I. H., TIESSEN, H., AND SAMPAIO, E. V. S. B. Nutrient availability in soil samples from shifting cultivation sites in the semi-arid Caatinga of NE Brazil. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 65: 177 – 186. 1997.

SAMPAIO, E.V.S.B. Overview of the Brazilian Caatinga. In: Bullock, S.H.; Mooney, H.A. & Medina, E. (Eds.). *Seasonally dry tropical forests*. Cambridge University Press, Cambridge, p.35-63, 1995.

SAMPAIO, E.V.S.B. & SALCEDO, I.H. Diretrizes para o manejo sustentável dos solos brasileiros: região semi-árida. Congresso Brasileiro de Ciência de Solo, 26. Diretrizes para o manejo sustentável dos solos brasileiros, Soc. Bras. Ci. Solo, Rio de Janeiro, 1997. CD-ROM, 1997.

SAMPAIO, E.V.S.B; SALCEDO, I.H; ARAÚJO, M.S.B. & SILVA, V.M. Carbono, nitrogênio e fósforo na biomassa microbiana de 20 solos de Pernambuco. Congresso Bras. Ciência do Solo, 27. SBCS, Goiânia-GO, p. 265-266, 1993.

SAMPAIO, E.V.S.B.; SALCEDO, I.H.; SILVA, F.B.R. Fertilidade de solos do semi-árido do Nordeste. *In: Pereira, J.R.; de Faria, C.M.B. (Eds.), Fertilizantes: Insumo básico para agricultura e combate à fome*. EMBRAPA-CPATSA/SBCS, Petrolina, 1994. p. 51-71.

SAMPAIO, E. V. S. B. ; TIESSEN, H. ; ANTONINO, A. C. D. ; SALCEDO, I. H. . Residual N and P fertilizer effect and fertilizer recovery on intercropped and sole-cropped corn and bean in semiarid northeast Brazil. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, Holanda, v. 70, p. 1-11, 2004.

SAUNDERS, W.M.H. & WILLIAMS. E.G. Observations on the determination of total organic phosphorus in soils. *J. Soil Sci.*, 6:247-267, 1955

SILVEIRA, M.M.L. Fracionamento seqüencial de fósforo em solos do semi-árido nordestino. Dissertação. Curso de Mestrado em Ciência do Solo, UFRPE, Recife-PE, 2000, 61 p.

SPOSITO, G. *The Chemistry of Soils*. Oxford Univ. Press, N.Y., 277 p. 1989.

STEWART, J.W.B. & TIESSEN, H. Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochemistry* 4:41-60. 1987.

TABATABAI, M.A. Soil Enzymes. *In: Weaver, R.W.; Angle, J.S. & Bottomley, P.S. (eds.) Methods of Soil Analysis, Part 2 – Microbiological and Biochemical Properties*.

Soils Sci. Soc. Am. Book Series no. 5, Soil Sci. Soc. Am., Madison-WI, p. 775-833. 1994.

TATE, K.R. The biological transformation of P in soil. *Plant and Soil* 76:245-256. 1984.

TAYLOR, R.W. & ELLIS, B.G. A mechanism of phosphate adsorption on soil and anion exchange resin surfaces. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42:432-436, 1978.

TIESSEN, H.; ABEKOE, M.K.; SALCEDO, I.H. & OWUSU-BENNOAH, E. Reversibility of phosphorus sorption by ferruginous nodules. *Plant and Soil* 153:113-124. 1993.

TIESSEN, H.; CUEVAS, E.; SALCEDO, I.H. Organic matter stability and nutrient availability under temperate and tropical conditions. *Advances in GeoEcology* 31:415-422. 1998.

TIESSEN, H.; FROSSARD, E.; MERMUT, A.R. & NYAMEKYE, A.L. Phosphorus sorption and properties of ferruginous nodules from semiarid soils from Ghana and Brazil. *Geoderma*, 48:373-389. 1991.

TIESSEN, H.; MENEZES, R.S.C.; SALCEDO, I.H.; WICK, B. Organic matter transformations and soil fertility in a treed pasture in semiarid NE Brazil. *Plant and Soil* 252:195-205, 2003.

TIESSEN, H.; SALCEDO, I.H.; SAMPAIO, E.V.S.B. Nutrient and soil organic matter dynamics under shifting cultivation in semi-arid North-Eastern Brazil. *Agric. Ecosyst. Environ.* 39:139-151. 1992.

TIESSEN, H.; SAMPAIO, E.V.S.B.; SALCEDO, I.H. Organic matter turnover and management in low input agriculture of NE Brazil. *Nutrient cycling in agroecosystems* 61:99-103. 2001.

TIESSEN, H.; STEWART, J.W.B.; COLE, C.V. Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:853-858, 1984.

TURNER, B.L.; CADE-MENUM, B.J. & WESTERMANN, D.T. Organic phosphorus composition and potential bioavailability in semi-arid arable soils of the Western United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:1168-1179, 2003.

TURNER, B.L.; McKELVIE, I.D. & HAYGARTH, P.M. Characterization of water-extractable soil organic phosphorus by phosphatase hydrolysis. *Soil Biol. Biochem.* 34:27-35. 2002.

VEITH, J.A. & SPOSITO, G. On the use of the Langmuir equation in the interpretation of "adsorption" phenomena. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:697-702, 1977.

WALKER, T.W. & SYERS, J.K. The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma*, 15:1-19. 1976

WILLIAMS, J.D.H.; SYERS, J.K.; WALKER, T.W. Fractionation of soil inorganic phosphate by a modification of Chang and Jackson's procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31:736-739, 1967.

WILLIAMS, J.D.H. & WALKER, T.W. Comparison of ignition and extraction methods for the determination of organic phosphorus in rocks and soils. *Plant Soil* 27:457-458. 1967.