

PALEOSSOLOS DE 40 KA PRESENTES EM ENCOSTA DO CENTRO-SUL DO PARANÁ, BRASIL – ESTUDO DE CASO

Mauricio Camargo Filho¹
Luiz Gilberto Bertotti²
Adriana Massaê Kataoka³
Deyvis Willian da Silva⁴

Resumo

No Centro-Sul do estado do Paraná, (segundo planalto paranaense) foram identificados depósitos quaternários em encosta denominada Monjolo. Esta encosta se estende longitudinalmente, por aproximadamente 586,79 m e possui perfil convexo-retilíneo, passando a côncavo-retilíneo da média para a baixa encosta. Neste setor da encosta há incisão (voçoroca) que expôs parte do corpo pedológico e sedimentar. Nas paredes expostas pela erosão foi possível identificar três níveis de paleossolos soterrados por aproximadamente 1,80 m de sedimentos e solo. A partir deste afloramento foi construída seção sistemática para identificar e individualizar paleossolos e unidades pedosedimentares presentes no afloramento. O objetivo do trabalho é caracterizar e identificar os paleossolos para se compreender a evolução geomorfológica quaternária da encosta estudada. Os resultados combinados de granulometria, topografia, descrições macro e mesoscópicas bem como datação por C¹⁴ demonstram que o paleossolo tem mais de 44 Ky.

Palavra chaves: Geomorfologia do Quaternário; micromorfologia de paleossolos; paleopedologia.

¹Dr. em Geografia, -Professor Departamento de Geografia da UNICENTRO – Brasil. E-mail: mcamargo12@hotmail.com

²Dr em Meio ambiente e desenvolvimento, -Professor Departamento de Geografia da UNICENTRO – Brasil. E-mail: bertotti99@gmail.com; bertotti99@hotmail.com

³Dra. em Ecologia, -Professora departamento de Biologia da UNICENTRO – Brasil. E-mail: dri.kataoka@hotmail.com

⁴Graduado em Geografia, - mestrando do PPGU da UNICENTRO – Brasil. E-mail: deyvvis7766@hotmail.com

Resumen

Centro del estado en El Sur del Paraná (segunda meseta del Paraná) fueron identificados en depósitos de talud del Cuaternario denominados Monjolo. Esto lo que extiende fuera de su Ladera conmigo acerca de 586,79 perfil convexo ha - recta y en promedio sí convierten cóncavo- recta Pendiente de la baja. En Este sector de la Pendiente Una Incisión se lleva a cabo (banco) que Expuesta la instancia de parte del Cuerpo sedimentarios y edafológicos. Las paredes expuestas FUE Posible Por la erosión identificar tres paleosuelos sepultados Bajo Niveles de aproximadamente 1,80 m de sedimentos Consuelo y el. Desde esta Sección FUE Afloramiento construido para identificar sistemáticamente Las Manera y distinguir pedossedimentares paleosuelos y en las unidades El Afloramiento presente. El objetivo es caracterizar e identificar a entender paleosuelos geomorfológica del Cuaternario La Evolución de la Pendiente de estudio. Descripciones LOS RESULTADOS del partícula tamaño combinado, la topografía, y la macro y mesoscópico Datación C^{14} palaeosol que muestran la Cuenta Con Más de 44 Ky.

Palabras clave: Geomorfología del Cuaternario; paleosuelos; pistas de Paraná; micromorfología de paleosuelos.

1 – Introdução

As mudanças ambientais atuais e pretéritas são, e foram gradativamente registradas no material sedimentar. Dentre os sedimentos identificados ao longo do tempo geológico, os registros quaternários expõem numerosas provas de mudanças ambientais globais, muitas vezes demonstrando a ciclicidade destas mudanças. Um exemplo desses ciclos ou mudanças climáticas sobre as áreas continentais é a alternância entre erosão e sedimentação, por um lado, e a pedogênese de outro. A topografia adquire suas formas durante os períodos de intensa atividade geomorfodinâmica sob condições de clima seco e/ou frio, que pode resultar em vegetação aberta ou fechada. Quando períodos de estabilidade geomorfodinâmicas se instalam formam-se os solos, geralmente sob espessas coberturas vegetais (GÜNSTER e SKOWRONEK, 2001).

Sob estas óticas, deve-se considerar que as mudanças globais não implicaram somente a resposta física da paisagem, elas imprimiram registros químicos, biológicos e físicos que constituem, atualmente, depósitos ou feições geomorfológicas quaternárias. Essas mudanças na paisagem quaternária ocorreram em diferentes escalas de tempo, algumas na ordem de períodos glaciais e interglaciais, enquanto outras ocorreram e ocorrem em décadas e até mesmo em horas. Sendo assim, algumas mudanças ou alterações climáticas podem vir a refletir mudanças globais pretéritas do clima, ou ainda, refletir fenômenos regionais ou locais.

Segundo McFadden e McAulife (1997), muitas mudanças climáticas holocênicas podem ser consideradas secundárias quando comparadas com as mudanças climáticas do fim do Pleistoceno, pois aquelas mudanças ocorreram em breves períodos de tempo e podem não estar necessariamente associadas a mudanças globais. Contudo, apesar de as pequenas flutuações climáticas serem relativamente curtas, em torno de décadas, suas consequências podem ser reconhecidas em certas áreas como importantes (McFADDEN e McAULIFE, 1977; VERST e Van ROOYEN, 1999). Os registros dessas oscilações ou mudanças climáticas impressas no relevo e depósitos sedimentares podem ser interpretados como pertencentes a períodos de estabilidade ambiental, nos quais ocorre formação de solos e processos como podzolização, translocação de argilas, gleização e laterização entre outros. Os períodos de instabilidade seriam caracterizados por intensos processos erosivos e deposicionais. Estes processos podem ter ocorrido em ritmos e intensidades diferentes, podendo ser detectados em locais específicos do relevo (OLIVEIRA e PEREIRA, 1998). Os paleossolos constituem bom testemunho ou registro desses períodos, pois possuem potencial para interpretações paleoambientais porque suas propriedades resultam de três grupos de fatores ambientais: clima, organismos vivos e relevo além, evidentemente, do tempo de atuação destes fatores (GUTIÉRREZ-ELORZA e PEÑA-MONNÉ, 1998; NETTLETON *et al.*, 2000).

Nas encostas do Sul do segundo Planalto Paranaense foram identificadas unidades paleopedológicas com idades entre 41Ka, 20Ka e 14Ka (OLIVEIRA *et al.*, 2001; CAMARGO, 1998). Não raro estas unidades encontram-se intercaladas por material colúvio-aluvial, como é o caso da encosta Monjolo, palco deste trabalho. Estas unidades paleopedológicas são testemunho de que o ambiente de sua formação difere do ambiente atual.

2 – A área de estudo

As encostas situadas ao sul do rio Iguaçu, no município de Lapa (PR) sul do Segundo Planalto Paranaense é dominado pelas Formações Campo do Tenente, Maфра e Rio do Sul. Os sedimentos quaternários são encontrados nos fundos de vales, às margens do rio Iguaçu e nas cabeceiras de vales não canalizados ou anfiteatros. A encosta Monjolo (Figura 1), palco deste trabalho se estende por aproximadamente 586,79 m com forma perfil convexo retilíneo, passando a côncavo-retilíneo da média para a baixa encosta, com fases laterais côncavas. Cortando longitudinalmente a encosta há uma concavidade para onde convergem fluxos superficiais originados pelas chuvas. Atualmente, esta concavidade recebe fluxos concentrados oriundos da estrada construída na porção mais elevada da encosta. A partir do terço inferior da média encosta o centro da concavidade torna-se plano, muito úmido, com pequenas ravinas que evoluem para voçoroca na baixa encosta.

A litologia da encosta é constituída por arenitos Lapa que ocupam o topo da encosta, siltitos e folhelhos que afloram na média para baixa encosta e diamictitos e/ou arenitos conglomeráticos que ocupam a baixa encosta. O solo dominante é o Cambissolo álico. O horizonte “A” (10YR 3/3) possui em média 15cm de espessura ao longo da encosta. Na baixa encosta o horizonte “A” pode atingir 35cm de profundidade. O perfil estudado (Figura 2) esta situado na baixa encosta, e se constitui em afloramento de paleossolos na parede direita da voçoroca denominada Monjolo. Esta voçoroca possuía 45m de comprimento, na época dos levantamentos. O afloramento se estende por 11,8m, longitudinalmente ao eixo central da voçoroca. Neste ponto a voçoroca possui profundidade de 3,20m na parede do afloramento e 3,40 metros no eixo central da feição erosiva. O piso da voçoroca, neste setor, possui uma camada sedimentar de 1,0m de espessura que se assenta diretamente sobre o arenito. Os paleossolos estão localizados a 2,00 metros de profundidade.

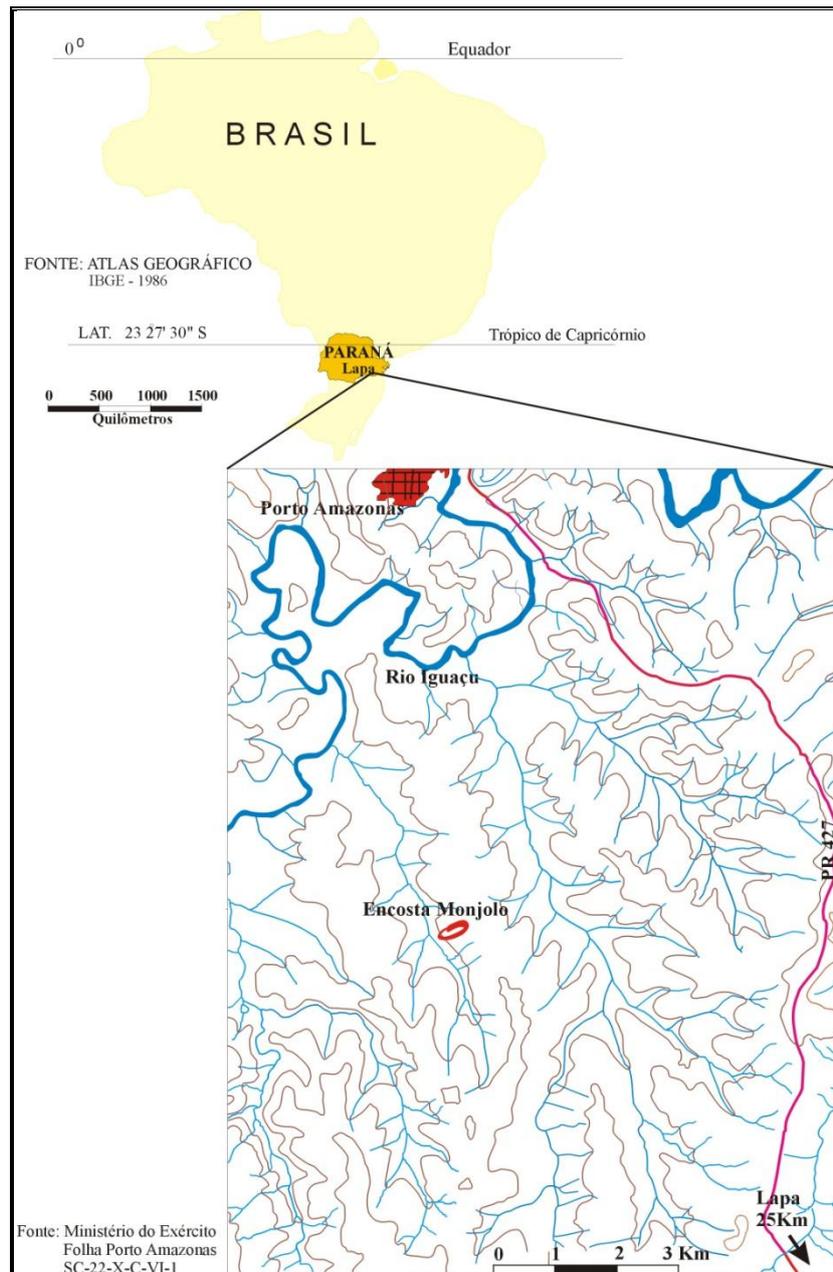


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo – Encosta Monjolo

3 – Método de trabalho

Para o desenvolvimento do presente trabalho foram executados trabalhos de campo, laboratório e de escritório. Os trabalhos de campo consistiram no reconhecimento preliminar da existência e distribuição espacial das sequências pedossedimentares na encosta Monjolo. Neste reconhecimento foram considerados e individualizados solos soterrados recentemente por unidades coluviais e unidades paleopedológicas. Além disso, o reconhecimento da área de trabalho permitiu a

elaboração de estratégias ou procedimentos para coleta de amostras destinadas a ensaios laboratoriais, construção de perfil sistemático em afloramento e topossequências, cujos resultados contribuiriam para a formulação de hipótese sobre a origem e sequência de eventos ambientais a que a área de estudo esteve sujeita ao longo do tempo (últimos 40.000 anos A.P.). Para tanto, foram estabelecidos critérios para o reconhecimento dos paleossolos e unidades pedológicas e sedimentares existentes na baixa encosta Monjolo. Os critérios utilizados foram os recomendados pelo “*Working Group on the Origem and Nature of Paleosols*” (1971) *apud* Fenwick (1985), que sugere a ampla difusão de atributos como a distribuição de argila, estrutura do paleossolo, cor, conteúdo de matéria orgânica, micromorfologia, mineralogia de argilas e granulometria. Além destas características foi efetuado o levantamento topográfico da encosta Monjolo e construídas topossequências na parte da baixa encosta.

A construção da seção sistemática Monjolo foi elaborada considerando o princípio de que a presença de dois ou mais níveis organo-minerais intercalados por colúvio sugere fases alternadas de degradação e estabilidade de encosta, implicando mudanças nas condições bioclimáticas (sazonalidade e/ou intensidade de chuvas, etc.), cobertura vegetal, animais (MODENESI-GAUTTIERI, 2000). O reconhecimento de paleossolos depende de trabalho detalhado de campo e ensaios laboratoriais associados ao reconhecimento de processos que ocorreram no passado. Tem sido aceito que processos periódicos de sedimentação e erosão são fatos incontestáveis na relação solo/paisagem (GÜNSTER e SKOWRONEK, 2000). Portanto, a existência de horizontes orgânicos, paleossolos ou solos soterrados, em uma dada superfície, é evidência tanto de taxa de deposição quanto de desenvolvimento de solos. O estudo de detalhe dessas unidades permite reconhecer, ao menos em parte, as condições ambientais pretéritas, além de estabelecer cronologia para os períodos de estabilidade ambiental. Para que seja possível reconhecer quais foram esses processos, quando e sob quais condições ambientais eles atuaram, foram utilizados procedimentos laboratoriais e de campo que serão explicitados a seguir.

As unidades que formam o afloramento pedológico sedimentar da voçoroca Monjolo, bem como as unidades identificadas nas sondagens efetuadas com trado holandês, foram descritas observando-se os seguintes critérios: cor (em campo e em laboratório) segundo a *Munsell soil color Charts*, textura, distribuição espacial dos clastos, pedacidade, estrutura, umidade, presença ou traços de raízes, presença de

nódulos e bandeamento e, quando visível, macro cutans de argila, fragmentos de minerais e bio e/ou pedotúbulos (forma, cor, textura). Além destes atributos, outros também foram descritos quando passíveis de observação a vista desarmada ou com auxílio de lupa de campo de 10 e 20 aumentos. Amostras deformadas e indeformadas de todas as unidades identificadas no perfil estudado foram coletadas para análises laboratoriais.

4 - Resultados e discussões

4.1 Descrição macroscópica:

A descrição macroscópica do paleossolo estudado, aqui denominado como paleossolo P3 (Figura 2), tem cor bruno-muito-escura (10YR2/2). Situado à profundidade de média de 2,00m, esta unidade se sobrepõe a outras unidades paleopedológicas e é sobreposto por cinco unidades pedossedimentares, mais o horizonte “Ap”. O contato inferior do paleossolo P3 é gradual e o superior abrupto, formando uma linha horizontal subparalela à superfície do afloramento. A espessura desta unidade vai de 0,30m a 0,90m. Em direção ao alto da média encosta o paleossolos P3 revela inclinação de 7° em direção ao eixo central da voçoroca. Esta inclinação sugere a presença de uma paleoconcavidade ou paleocanal de primeira ordem no local ocupado, atualmente pela voçoroca Monjolo. Além disso, esta unidade paleopedológica é transpassada por fendas de dessecação ou sinerése, além de fendas atuais.

O paleossolo P3 foi subdividido em três subunidades, denominadas P3.1, P3.2 e P3.3. Estes subunidades correspondem à base, o centro e o topo do paleossolo P3. A subunidade ou paleossolo P3.1 compreende a base do paleossolo P3, situado entre 2,20m e 2,24m de profundidade. A cor é cinza (10YR5/1) quando úmida e cinzento-brunado-clara (10YR6/2) quando seca. O mosqueamento é amarelo-oliváceo (5YR6/8) e amarelo (2.5Y7/6). O mosqueamento (aproximadamente 25%) é devido à presença de nódulos de oxiidratados Fe com 1 a 2 mm de diâmetro e a macroporos parcialmente preenchidos com Fe ou com as paredes hidromorfizadas. A textura é franco arenosa, com predomínio de areia fina e muito fina. Os fragmentos orgânicos identificados pertencem a fragmentos de raízes da vegetação atual. Fendas subverticais atuais transpassam o paleossolo e o corpo pedossedimentar servindo de vasocomunicador entre as unidades. Através delas são translocadas argila e areia fina, que tanto podem

formar películas nas paredes das fendas, como preenchê-las. Neste caso, o material mais comumente encontrado é areia fina a muito fina. Dissociadas dessas fendas, estão às concentrações subverticais de areia fina, cuja forma e distribuição sugerem a presença de fendas de dessecação pretéritas.

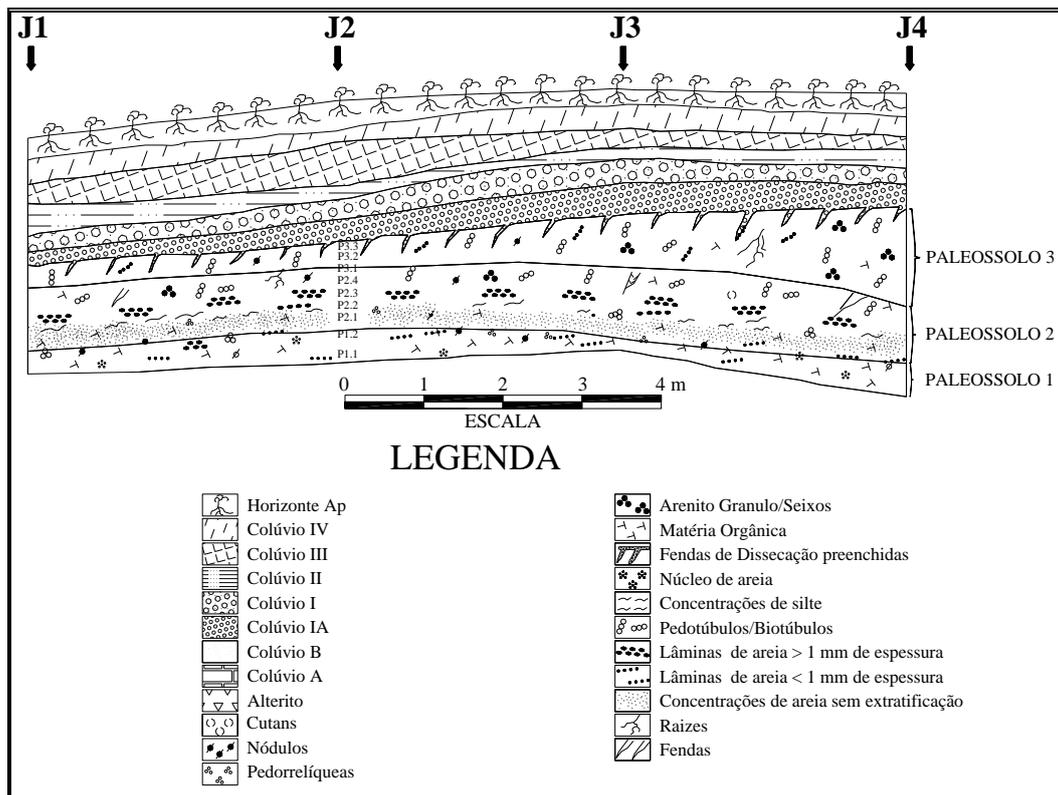


Figura 2 – Seção sistemática do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta Monjolo

O paleossolo P3.2, situado entre 2,0m e 1,84m tem cor cinza (10YR5/1) quando úmido e cinzento-brunado-claro (10YR6/2) quando seco. O mosqueamento é amarelo-oliváceo (5YR6/8), amarelo (2.5Y7/6) e vermelho (2.5YR5/8). De textura franco-arenosa, esta subunidade difere da P3.1 por seu conteúdo em pedotúbulos e no mosqueamento (30%) mais intenso. Nesta porção do paleossolo P3, aproximadamente 70% dos pedotúbulos identificados se encontram em posição de vida, ou seja, dispostos subverticalmente à superfície do afloramento. Estas feições têm dimensões de 1 a 3 mm de diâmetro e até 30 mm de comprimento e são total ou parcialmente preenchidas por oxiidratados de Fe. A forma tubular irregular, com cone para baixo e a posição majoritariamente subvertical, corrobora a hipótese de esses pedotúbulos terem-se originado a partir de raízes pretéritas.

Segundo Retallack (1997), resíduos orgânicos geralmente são preservados sob condições altamente redutoras (Eh negativo). Para esse autor, na ausência de resíduos orgânicos preservados, as seguintes feições podem ser utilizadas para reconhecer traços de raízes de tocas de insetos escavadores ou outras feições do solo:

- a) forma tubular irregular, com cone para baixo;
- b) ramificações para baixo ou do centro para fora; e
- c) forma semelhante à sanfona, devido à compactação dos sedimentos que circulam lateralmente ou ao redor das raízes.

Segundo Brewer (1976), quando as raízes morrem, o tubo formado por elas pode ser preenchido por argila, areia fina ou oxiidratados de Fe, a partir da água percolante. Um exemplo é o ferro solúvel (Fe^{2+} - cinza ferroso), que é mobilizado dentro da rizosfera saturada de água. Nos períodos secos, a rizosfera pode ser oxidada e ferro transformado para Fe^{2+} (amarelo a vermelho, ferro férrico), cimentando o entorno das raízes, dando origem a rizoncreções ferruginosas (RETALLACK, 1997).

A subunidade P3.3, que compreende o topo do paleossolo P3, situado entre 1,84 m e 1,62 m de profundidade tem cor bruna muito escura (10YR 2/2) e cinza (10YR 5/1) mosqueada com amarelo (2.5Y 7/6) e vermelho (2.5YR 5/8). O contato com a unidade sobrejacente é abrupto (Figura 3), formando uma linha horizontal, suavemente ondulada e paralela à superfície do afloramento. De textura franco-arenosa, com predomínio de areia fina, grânulos de quartzo e arenito, com baixa umidade; esta unidade possui fendas de dessecação pretéritas que se formaram antes da deposição do pacote sedimentar Colúvio I. São feições subverticais com equidistância em torno de 20cm e 30cm, com comprimento de 40cm e largura de 1 a 15mm. O material que as preenche é composto por quartzo na fração areia fina, nódulos de argila e cutãs típicos de oxiidratado de ferro eluviados do Colúvio I. Apesar da exposição bidimensional destas fendas, a equidistância, a forma de cone para baixo, as dimensões e a qualidade do material que as preenchem corroboram a hipótese de fendas de dessecação interligadas, formando polígonos. Em outras palavras, são fendas de dessecação associadas a gretas de contração.

Esta hipótese considera a hipótese de que fendas de dessecação (Figuras 2 e 3) se formam em meio argiloso, tendo forma cônica inclinada, são preenchidas por areia ou outros fragmentos de material alóctone e em planta são poligonais. Fendas individuais têm larguras centimétricas. Os polígonos podem ter 0,5 cm e as fendas

podem estender-se por distâncias equivalentes. Segundo Picard (1966), *apud* Selley (1988) fendas de dessecação lineares e descontínuas podem não ter nenhuma ligação com os polígonos, mas têm orientação paralela a paleolama. Fendas de dessecação podem ser diferenciadas de fendas de contração (sinerése), se elas estiverem associadas com impressão de chuva, pistas de vertebrados ou outros indicadores de exposição subaérea (SELLEY, 1988).

De acordo com Selley (1988), fendas de contração são formadas em argila por perda espontânea de umidade abaixo de um corpo de água. Elas são distinguidas das fendas de dessecação pelo fato de elas serem preenchidas por argila similar ao material do polígono, ou ainda pela presença de pouquíssimos materiais grossos. Além disso, fendas de contração geralmente são muito menores que as fendas de dessecação.

Para Selley (1988), a distinção entre fendas de dessecação subaérea e sinerése subaquática não é fácil de fazer. Principalmente porque os grandes polígonos de praias modernas, por exemplo, têm sua origem na combinação de desidratação subaérea e subaquática com complexas histórias relacionadas a mudanças climáticas quaternárias.

As fendas atuais que cortam os paleossolos e as unidades coluviais que os sobrepõem se originam da desidratação da face exposta à atmosfera (parede da voçoroca) e da tração exercida pelo deslocamento das paredes da voçoroca em direção ao eixo central da voçoroca. Essas fendas são preenchidas por argila e areia fina. Diferenciam-se das fendas pretéritas (do sistema de fendas de dessecação) pelo material que as preenche e por constituírem feições que se destroem ao toque. Os pedotúbulos identificados são tubos irregulares e cônicos com aproximadamente 1mm a 3mm de espessura e até 30 mm de comprimento, preenchidos por oxidratado de ferro. Dispostos em posição de vida e subhorizontalmente estão dispersos pela unidade.

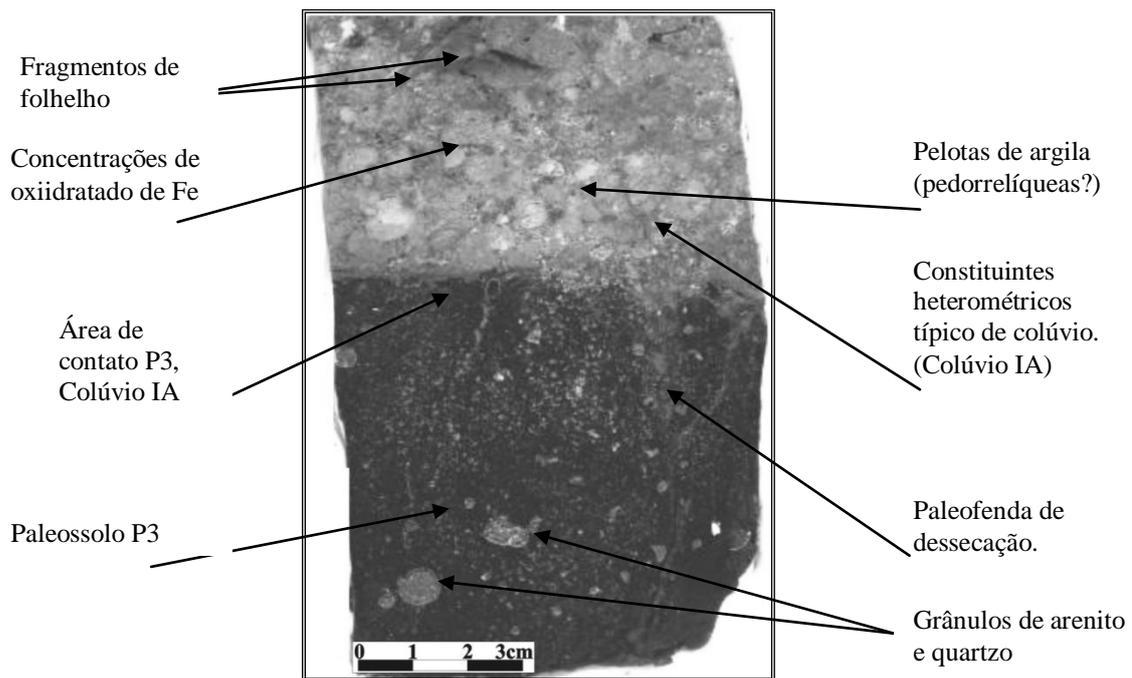


Figura 3 – Monólito da área de contato entre o Paleossolo P3 e o Colúvio I. Note as paleofendas de dessecação preenchidas com material oriundo do Colúvio I.

4.2 - Resultados parciais de laboratório

Amostras do paleossolos P3, enviadas para datação por ^{14}C determinou uma idade de mais de 44.000 anos A.P. A matéria orgânica quantificada no paleossolo P3 demonstrou uma menor concentração na base desta unidade (3,8%MO), enquanto o centro e o topo da unidade mantiveram a mesma proporção 4,80%MO. Como nos demais paleossolos, o pH é extremamente ácido, 3,90 na subunidade P3.1, 4,09 na P3.2 e 4,16 na P3.3.

Dentre os 10 maiores óxidos os percentuais de SiO_2 encontrados na base (P3.1) e centro (P3.2) da unidade foram 86,58% e 88,14%, enquanto no P3.3 foi de 77,16% (quadro 9). Para o Al_2O_3 obteve-se 8,91% e 8,58% para o P3.1 e P3.2 respectivamente, e 2,35% para o Fe_2O_3 . Tanto o óxido de silício, quanto o óxido de alumínio mantiveram certa estabilidade na base e centro do paleossolo, variando apenas no topo deste. Entretanto, a relação molécula-grama entre o SiO_2 e o Al_2O_3 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) no paleossolo P3 sugere uma zona de enriquecimento de argila no P3.3 (Quadro 1).

Os resultados da análise granulométrica demonstraram na base da unidade (P3.1), o material é composto por 12,8% de argila, 20,6% de silte, 65,9% de areia (5% areia grossa, 15% areia média, 20% areia fina e 22% areia muito fina) e 0,6% de

grânulo. A porção central (P3.2) possui 9,6% de argila, 28,2% de silte, 61,1% de areia (6% areia grossa, 18% areia média, 15% areia fina, 20% areia muito fina) e 1,1% de grânulo. No topo do paleossolo P3, a argila participa com 19,4%, silte com 21,1%, areia com 58,4% (9% areia grossa, 20% areia média, 17% areia fina, 10% areia muito fina), grânulo com 0,9% e seixo com 0,2%. A fração seixo aparece somente na porção superior do paleossolo P3.

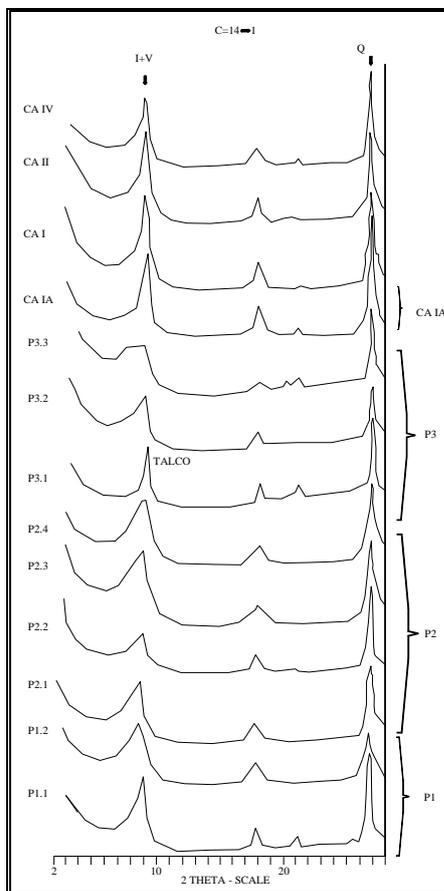
Quadro 1 - Comparativo de óxidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃; Matéria orgânica; pH; densidade e textura das subunidades componentes do paleossolo P3.

Subunidades do paleossolo P3	Óxidos % moléculas grama			Matéria Orgânica %MO	pH	Densidade g/cm ³		Textura
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			Real	Aparente	
P3.3	77,16% 1,286	12,23 0,119	2,35% 0,014	4,80	4,1	2,8	1,607	Franco arenosa
P3.2	88,14% 1,469	8,58% 0,084	1,84% 0,011	4,80	4,0	2,62	1,58	Franco arenosa
P3.1	88,58% 1,476	8,91 0,087	1,98% 0,012	3,80	3,9	2,72	1,789	Franco arenosa

Cabe ressaltar que para a análise de difratogramas de raio X, foi considerado todo o perfil vertical da janela aberta para o estudo do paleossolo P3. A ausência de dados referentes ao material que esta sobreposto ao paleossolos P3 e abaixo dele seria temerosa qualquer interpretação. Os resultados obtidos pelos difratogramas de raio X (Figura 4 e 5) das amostras calcinadas do perfil estudado (Figura 2; janela 2) demonstra mudança no pico de intensidade relativa da illita mais vermiculita nas amostras P3.3 e P3.2, ambas pertencentes ao paleossolo P3. Esta redução de intensidade é observada também na amostra P2.2, do paleossolo P2. As amostras P3.3, P3.2 e P3.1 apresentam picos de difração variando entre 12 e 12,5 angstroms, sugerindo a presença de interestratificados de clorita-vermiculita.

No caso dos difratogramas com amostras naturais, é possível identificar três grupos de amostras com níveis de evolução distintos. O primeiro compreende as unidades coluviais (IA, I, II, III e IV). Estas unidades se caracterizam por apresentarem caulinita em bandas largas, típicas de desorganização estrutural ou de hidratação, com

provável formação de haloisita. Os picos de intensidade deste mineral possuem tendência de aumentar a intensidade em direção ao Colúvio IA, desaparecendo no paleossolo P3 (P3.3). Considerando que a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento relativo da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução do material, ou podzolização. O pico das Ilitas, embora pouco pronunciado no Colúvio IV, aumenta sua intensidade em direção ao Colúvio IA, formando camadas mistas a partir do paleossolo P3. A vermiculita apresenta bandas largas nestas unidades colúvias, sendo mais pronunciado no Colúvio IA.



● **Figura 4** – Difrátogramas de raios X da janela 3 na seção Monjolo (amostras calcinadas). Ilita mais vermiculita (I+V). Quartzo (Q)

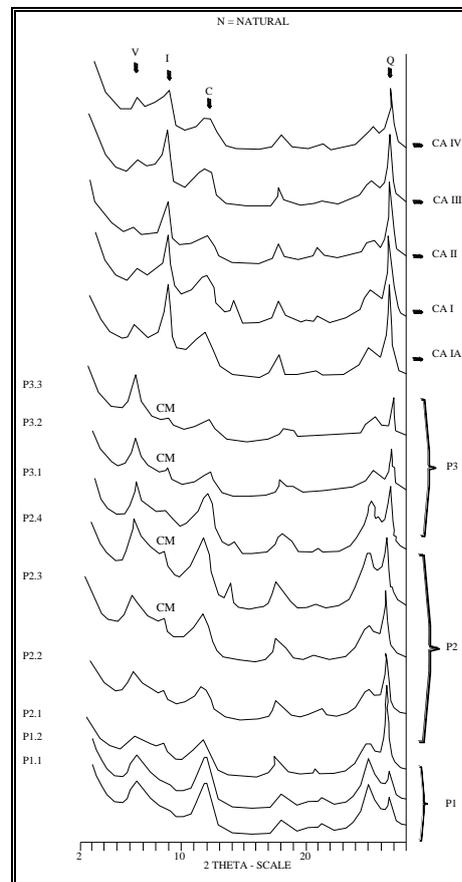


Figura 5 – Difrátogramas de raios X (método natural). Camadas mistas (CM), Vermiculita (V), Ilita (I), Caulinita (C)

O segundo agrupamento compreende as amostras dos paleossolo P3 e P2 (P3.3, P3.2, P3.1, P2.4 e P2.3). Nas amostras P3.3 e P3.2, pertencentes ao paleossolo P3 a caulinita possui bandas largas, característica de desorganização estrutural ou de

hidratação. A illita praticamente desaparece, aparentemente formando camadas mistas. O pico de intensidade relativa da vermiculita torna-se mais agudo, contrastando com as unidades coluviais sobrejacentes. Trata-se de camada com outro gradiente de alteração, sugerindo a ocorrência de minerais típicos de alteração mais pronunciada, associado às vermiculitas. Nas demais amostras o pico de intensidade relativa da caulinita torna-se mais agudo. Como a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução.

O terceiro grupo de amostras compreende os 2/3 inferior do paleossolo P2 e todo o paleossolo P1 (amostras P2.2, P2.1 e P1.2 e P1.1). Nestas amostras o pico da vermiculita se apresenta em bandas largas, com tendência a aumento de intensidade na amostra P1.1. A caulinita apresenta picos com aumento de intensidade em direção à base do perfil. O quartzo se manteve estável ao longo do perfil de difratogramas, havendo significativa redução de intensidade de seu pico na base dos paleossolo (P.1.1).

5 - Considerações finais

A descrição macroscópica bem como as análises laboratoriais dos paleossolos sugerem um quadro evolutivo em que consideramos a formação dos paleossolos. Na época de formação destes paleossolos, estima-se que a área atualmente ocupada pela voçoroca Monjolo, era um setor de convergência e retenção de fluxos do tipo subsuperficiais, se constituindo numa área de espessamento dos paleossolos. Neste período, o paleossolo P3 deveria ficar saturado de água, durante certo período do ano. A cobertura vegetal desse paleossolo deveria ser relativamente densa, pois foram identificados resíduos de carvão e pedotúbulos em posição de vida. A presença de paleofendas de dessecação, relacionadas às gretas de contração, indica que esta unidade foi submetida à intensa dessecação, provavelmente por prolongada mudança no regime hidrológico da encosta.

Segundo Dorronsoro (2004), em períodos de seca intensa, as argilas do solo produzem amplas e profundas gretas de contração que transpassam o solo até sua superfície. Estas fendas de dessecação são preenchidas por material que cai da superfície ou das próprias paredes superiores. Isto ocorre devido ao vento, ação de insetos e animais e da própria dessecação erosiva. Desta forma, as fendas tornam-se

parcialmente preenchidas, principalmente em profundidade. Quando há o retorno da umidade, estas argilas tornam a hidratar-se aumentando seu volume. Este inchaço promove o fechamento da fenda, agora parcialmente ocupada por novos materiais. A pressão gerada pelo intumescimento das argilas empurra parte do material para a superfície do solo, produzindo novos montículos denominados *Gilgai*. Para que este processo ocorra, é de supor-se que o solo tenha altos teores de argila e que o clima seja muito contrastado, com períodos de seca alternados por períodos úmidos.

No caso dos depósitos da baixa encosta Monjolo, os teores de argila são baixos e não houve identificação positiva de fendas de dessecação oriundas de sucessivos processos de dilatação e contração. As principais fendas de dessecação estão localizadas no contato entre o paleossolo P3 e o Colúvio I, cujas características, já mencionadas, não indicam o processo sugerido por Dorronsoro (2004). Aparentemente, estas fendas foram rapidamente recobertas pela unidade Colúvio I, sem que houvesse um período prévio de umedecimento do paleossolo. O retorno da umidade foi precedido, provavelmente, de forte erosão que decapitou parte do paleossolo P3.

A unidade coluvial I é constituída por grânulos formados por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, poucos fragmentos de arenito, quartzo e alguns nódulos oxiidratados de ferro. O arranjo e o caráter heterométrico dos materiais atestam à origem coluvial da unidade. Concluindo, é possível imaginar que a 40Ka, após a formação deste paleossolo, o mesmo foi submetido a intensa dessecação e rapidamente recoberto pela unidade denominada Colúvio I. As condições ambientais que originaram o paleossolo P3 são diversas das condições ambientais atuais. Esta unidades foram submetidas intenso coluvionamento nos últimos 40Ka.

8 – Bibliografia

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. 2. ed. Nova Iorque: Krieger, 1976. 482p.

CAMARGO, G. **Processo de erosão no Centro e Sul do Segundo Planalto Paranaense: evolução de encosta e influência da erosão subterrânea na expansão de voçorocas**. 1998. 210f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

DORRONSORO, C. Análisis de una cronosecuencia de suelos. Disponível em <<http://www.edafologia.ugr.es/index.htm>, acessado em 14 set. 2004.

FENWICK, I. Paleosols: Problems of recognition and interpretation. In: BOARDMAN, J. (Ed) **Soils and Quaternary landscape evolution**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1985. 391p.

GÜNSTER, N.; SKOWRONEK, A. Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic changes during the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. **Quaternary International**, v. 78, p. 17-32, 2001.

GÜNSTER, N.; SKOWRONEK, A. Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic change during Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. **Quaternary International**, v. 78, p. 17-32, 2000

GUTIÉRREZ-ELORZA, M.; PEÑA-MONNÉ, J. L. Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. **Geomorphology**, n. 23, p. 205 –217, 1998.

McFADDEN, L. D.; Mc AULIFFE, J. R. Lithologically influenced geomorphic responses to Holocene climatic changes in the Southern Colorado Plateau, Arizona: A soil-geomorphic and ecologic perspective. **Geomorphology**, n. 19, , p. 303-332, 1997.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Hillslope deposits and the quaternary evolution of the Altos Campos - Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 504-510, 2000.

NETTLETON, W. D.; OLSON, C. G.; WYSOCKI, D. A. Paleosol classification: problems and solutions. **Catena**, n.41, p. 93-109, 2000.

OLIVEIRA, M. A. T.; PEREIRA, K. N. Identificação de solos coluviais em áreas de cabeceira de drenagem: Cerro do Touro, Campo Alegre (SC). **Geosul**, Florianópolis, v. 14, n. 27, p. 476-481, 1998.

OLIVEIRA, M. A. T. de; CAMARGO, G.; PAISANI, J.C.; CAMARGO FILHO, M. Caracterização paleohidrológica de estruturas sedimentares quaternárias através de análises macroscópicas e microscópicas: do registro sedimentar local aos indícios de mudanças globais. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v 28, n.2, p 183-195, 2001

PALMIERI, F.; LARACH, J. O I. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, A J. T.; CUNHA, S.B. da (org). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1996. 388 p.

RETALLACK, G.J. **A colour Guide to Paleosols**. Chichester: Ed. John Wiley & Sons Lt., 1997. 175p.

SELLEY, R. C. **Applied sedimentology**. Londres: Academic Press Limited, 1988. 446p.

VESTER, E.; Van ROOYEN, T.H. Palaeosols on a fluvial terrace at Driekop, Northern Province, South Africa as indicators of climatic changes during the Late Quaternary. **Quaternary International**, n. 57 e 58, p. 229 – 235, 1999.