

## **Estrutura Superficial**

### **3. Estrutura Superficial**

#### **3.1. A importância das mudanças climáticas na gênese das formações superficiais**

##### **3.1.1. Formas de intemperismo e suas relações como o clima**

#### **3.2. As variações climáticas**

##### **3.2.1. As oscilações climáticas do pleistoceno**

##### **3.2.2. Exemplos de depósitos correlativos**

#### **3.3. Depósitos tecnogênicos**

### **O estudo da estrutura superficial**

Conceito: apresentar o conceito de estrutura superficial, resgatando a noção de “depósitos correlativos” de Penck

Importância da estruturação superficial: importância considerando as mudanças climáticas e derivações processadas através dos depósitos correlativos (significado destes para a montagem do quadro evolutivo do relevo). Importância da estrutura superficial no uso e ocupação de áreas

Metodologia: considerar a sistematização apresentada por Ruhe (1976) bem como os trabalhos desenvolvidos principalmente por Bigarella e Mousinho.

A importância das oscilações climáticas pleistocênicas no reafeiçoamento do relevo.

Apresentar modelo teórico dos mecanismos responsáveis pelas alterações climáticas no pleistoceno, reflexos na distribuição da cobertura vegetal e processos morfogenéticos. Evidenciar os tipos de depósitos relacionados às diferentes fases glácio-eustáticas.

As principais características da estrutura superficial

Apresentar exemplos em diferentes compartimentos, mostrando o significado dos depósitos correlativos para a compreensão evolutiva da paisagem.

### **3. Estrutura superficial**

O segundo nível de abordagem sistematizado por Ab'Sáber (1969), refere-se à estrutura superficial. São detritos superficiais ligados a determinadas formas de transportes, em condições morfogenéticas específicas. É também denominada de depósito de cobertura elaborado por agentes morfogenéticos sob uma determinada condição climática, presente nos diferentes compartimentos topográficos. O termo estrutura superficial refere-se à forma de jazimento dos depósitos correlativos em superfície, diferindo do conceito de estrutura geológica, cujos depósitos originários foram litificados ao longo do tempo, perturbados ou não por atividades tectônicas. A expressão de “depósitos ou formações correlativas” é devida a Penck (1924), que a utilizou no sentido de conjunto dos depósitos e entulhamentos resultantes do trabalho da erosão sobre um relevo e que testemunham, por suas características, a energia desse relevo, além dos sistemas de erosão que comandam a evolução (Archambault et al, 1967).

O termo "formação superficial", muitas vezes utilizado como sinônimo de "estrutura superficial", é conceituado por Dewolf (1965) como sendo "formações continentais, friáveis ou secundariamente consolidadas, provenientes da desagregação mecânica e da alteração química das rochas, que tenham ou não sofrido remanejamento e transporte, qualquer que seja a sua gênese e sua evolução". Para a autora, substrato é a rocha subjacente friável ou coerente, que suporta as formações superficiais, quer ela derive diretamente deste substrato ou resulte de remanejamento. Portanto, o conceito de formação superficial assume maior abrangência por incorporar materiais resultantes da alteração *in situ*, o que difere da perspectiva oferecida pela noção de estrutura superficial, que tem por princípio oferecer subsídios à reconstrução evolutiva do modelado. Outro aspecto digno de nota é que enquanto o estudo das formações superficiais tem sido tratado com objetivos distintos pelas diferentes especialidades (principalmente geologia, geomorfologia e pedologia), o que dificulta a adoção de um conceito comum, o estudo da estrutura superficial, parece ser exclusivo do geomorfólogo. Ab'Sáber (1969, p.4) ressalta que "custou muito para se compreender que as bases rochosas da paisagem respondem apenas por uma certa ossatura topográfica, e que, na realidade, são os processos morfoclimáticos sucessivos que realmente modelam e criam feições próprias no relevo". Partindo do princípio de que a estrutura superficial refere-se a toda forma de depósito relacionada a uma determinada condição climática, entende-se que desde as menores extensões, como os depósitos de vertentes ou detritos de encostas, a exemplo dos pedimentos detríticos associados a relevos residuais, até maiores, como as superfícies de aplainamento, de extensão regional, se caracterizam como tal.

O estudo da estrutura superficial, além de oferecer subsídios à compreensão evolutiva do relevo, proporciona elementos para a gestão do território. Como subsídio à evolução do relevo, utiliza-se da teoria do "atualismo" ou "uniformitarismo", atribuída a Hutton (1788)<sup>1</sup>, que parte do princípio de que "o presente é a chave do passado". Isso significa que as relações processuais e depósitos correlativos evidenciados nas diferentes zonas climáticas do globo constituem a "chave" para o entendimento dos paleodepósitos ou paleopavimentos detríticos, encontrados sob a forma de estrutura superficial. Considerando as características dos diferentes depósitos com as respectivas relações processuais, pode-se inferir as condições ambientais como subsídio para uma cronologia relativa. Quando tais depósitos podem apresentar elementos datáveis, como carbono ou outros indicadores, passam de portadores de informações cronológicas relativas para absolutas.

Enquanto subsídio à gestão do território, a estrutura superficial contribui, por meio de processos como os deslizamentos de massas e atividades erosivas, em função de sua suscetibilidade, com o estudo da vulnerabilidade do relevo. Permite, assim, o prognóstico de impactos, considerando a relação existente entre a rocha e o material sobrejacente. Constitui-se também em componente para o estudo da potencialidade natural de determinada área, a exemplo de uma rocha básica, que quando alterada *in situ*, com certeza influenciará no depósito correlativo através de determinadas características que se assemelhem ou que resultem de suas condições físico-químicas.

O estudo da estrutura superficial só pode ser feito mediante observação de campo, utilizando-se de cortes de estrada, abrindo trincheiras ou efetuando tradagens, embora esse último procedimento implique deformação da amostra. A análise dos depósitos correlativos, feita com a maior fidelidade possível, proporciona uma boa visão de sua extensão, da intensidade dos seus processos, da energia do relevo, auxiliando a interpretação sobre a evolução morfológica. É importante ressaltar que a estrutura superficial deve ser levantada nos diferentes compartimentos que integram o estudo, para que a reconstrução paleogeográfica seja a mais fiel possível.

Para Ruhe (1975), a análise da estrutura superficial deve fundamentar-se em medidas e descrições da seção transversal de uma vertente, incluindo a identificação de elementos como: cor, textura, estrutura, consistência, reação química do material e outras observações consideradas relevantes. A cor deve ser descrita de acordo com o padrão de referência (*Munsell Soil Color*); a textura, que corresponde à dimensão das partículas em uma determinada amostra, deve fundamentar-se em análises granulométrico-texturais; a estrutura do material, que compreende o conjunto de partículas de minerais dentro dos agregados, deve ser correlacionada com os modelos pré-concebidos (laminar, prismática, em blocos e esferoidal); a consistência, correspondente ao grau, e o tipo de coesão ou resistência do material ao corte, deve ser submetida a testes de laboratório (material plástico, friável ou firme, maciço ou duro); a reação, que corresponde à resposta do material, por sua vez, deve ser submetida a testes químicos para identificação da presença de carbonatos.

A sistematização de tais informações é feita por meio de tratamento gráfico-estatístico, com vistas à caracterização cronológica dos depósitos (perspectiva histórico-geológica) nos diferentes compartimentos. Com base em tais orientações, Abreu (1982) apresenta em seu trabalho de livre-docência, um modelo de ficha de observação de campo anexo ao capítulo final.

Ainda com relação ao estudo da estrutura superficial, Archambolt et al (1967) apresentam considerações sobre elementos essenciais a serem observados durante os levantamentos: informações sobre a estratigrafia, paleogeologia, paleossolos, a natureza petrográfica, os caracteres granulométricos, e por fim, a forma dos detritos. A estratigrafia é tida como essencial por fornecer inferências cronológicas, permitindo reconhecer, nos entulhamentos, as condições morfogenéticas e, através das discordâncias, as fases de instabilidade ou alternâncias climáticas. As formações descritas podem ainda ser datadas com precisão utilizando técnicas geocronológicas.

Sobre a paleogeologia, os autores observam a presença de fósseis, como indicadores do meio em que se deu a acumulação do material: marinho, lacustre, continental, proporcionando subsídios sobre o clima contemporâneo. Os paleossolos são testemunhos diretos da ação de um sistema de erosão sobre as rochas. Podem estar associados à desagregação mecânica ou à decomposição química, possibilitando inferências quanto aos processos que concorreram para a elaboração do relevo (a presença de depósito de bauxita, por exemplo, indica gênese ligada a um clima tropical úmido, considerando o ambiente em biostasia, na concepção de Erhart, 1958).

A natureza petrográfica ajuda a compreender as condições climáticas responsáveis pela elaboração dos depósitos. Como exemplo, o sedimento resultante da erosão de um maciço granítico será rico em feldspato se a decomposição química tiver sido fraca; ao contrário, a ausência de feldspatos, convertidos em material argiloso, indica um clima quente e úmido. Os caracteres granulométricos permitem inferências sobre a energia do relevo e o meio climático contemporâneo. Assim, quanto mais vigoroso for o relevo, maior é o volume e maior a dimensão do calibre dos detritos que se acumulam em sua base, embora isso não seja uma regra absoluta. A desagregação mecânica, associada ao clima semi-árido ou árido, fornece detritos grosseiros, enquanto a decomposição química, relacionada a um clima úmido, origina detritos finos, embora um rápido decréscimo do calibre do material para jusante evoque um clima de aridez marcante. A forma dos detritos expressa o grau de transporte do material: a diminuição da angularidade do material significa maior distância de transporte, que normalmente é feito por água (escoamento superficial na época)<sup>2</sup>.

A proposta para os levantamentos dos depósitos correlativos adotada por Archambault et al (1967) fundamenta-se nos princípios metodológicos dos estudos estratigráficos.

Os depósitos de cobertura relacionados aos aplainamentos mais antigos, como do Terciário Médio, constituem interesse de estudo da estrutura superficial. Contudo, maior atenção encontra-se voltada para as seqüências cronológico-deposicionais pleistocênicas, seguida dos reflexos das pequenas variações climáticas registradas no Holoceno.

Barbosa (1983), ao fazer considerações sobre as aplicações das formações superficiais à geomorfologia, ressalta a necessidade de destacar os seguintes problemas: origem do material, processos de preparação, granulometria, espessura e morfoscopia.

Nas relações cronológicas de tempo geológico relativamente curto tem-se lançado mão, não com freqüência, de datações utilizando-se isótopo de C 14, que tem apresentado bons resultados para testemunhos de no máximo 0,04-0,05 ma AP (mil anos antes do presente). Outras técnicas como a Termoluminescência (TL) também têm sido empregadas, embora com maiores restrições, sobretudo com relação à qualidade dos testemunhos para correlações. A TL, utilizada em datações quaternárias, consiste na intensidade de emissão de luz medida entre a concentração de elétrons “caçados” (*trapped*) em relação à dose de radiação natural. Alguns “efeitos” amostrais têm reduzido o grau de confiança dos resultados obtidos (Aitken, 1985).

As tentativas de emprego da *Eletron Spin Resonance* (ESR) – espectroscopia, poderão oferecer bons resultados às datações de depósitos de cobertura, considerando as vantagens em relação à TL. A ESR ou Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE) é um método físico de detecção da ressonância absorvida a partir da emissão de microondas responsáveis pelo desemparelhamento (*spin*) do elétron. Ao contrário da TL, a ESR não destrói a amostra analisada, razão pela qual a acumulação de “defeitos” não contamina a informação. A ESR ou RPE foi utilizada pela primeira vez como técnica de datação em 1975 por Ikeya (*Osaka University Toyonka*) em espeleotemas da Akiyoshi Cave, no Japão (Ikeya, 1993). Grun (1989) mostra que essa técnica tem sido empregada nos últimos anos em datações de diferentes materiais e em vários campos das ciências da Terra, como em geomorfologia e arqueologia.

Acredita-se que obtendo uma boa correlação morfopedológica pode-se explicar melhor as diferenças existentes quanto à distribuição de espécies vegetais nativas ou condições edafológicas que representam possibilidades de uso ou ocupação. Ampliando-se o número de informações cronológico-deposicionais vinculadas a correlações morfopedológicas, onde a micromorfologia tem tido importante contribuição, poderá ser oferecida uma interpretação mais consistente da evolução do relevo, contribuindo ou valorizando ainda mais a análise geomorfológica.

### **3.1. A importância das mudanças climáticas na gênese das estruturas superficiais**

As condições climáticas, como temperatura, umidade e pressão, respondem pela intemperização das rochas, culminando com a formação dos depósitos correlativos. Constata-se, portanto, estreita relação entre clima, intemperismo e depósitos correlativos na caracterização da estrutura superficial.

Para ilustrar essas relações, apresentam-se algumas considerações sobre as formas de intemperismo e a suscetibilidade das rochas. O objetivo é proporcionar um encadeamento seqüencial na análise, chamando atenção para a necessidade de consultas suplementares a trabalhos específicos sobre o assunto.

### 3.1.1. Formas de intemperismo<sup>3</sup> e relações climáticas

Os trabalhos que tratam da intemperização das rochas relatam a existência de três tipos de intemperismo: químico, mecânico ou físico, e o biológico. O intemperismo químico, também conhecido como decomposição, representa a quebra da estrutura química dos minerais originais que compõem as rochas. O intemperismo físico ou mecânico, responsável pela desintegração da rocha, envolve processos que conduzem à desagregação, sem que haja necessariamente alteração química maior dos minerais constituintes. O intemperismo biológico por sua vez refere-se a ações comandadas por espécies animais e vegetais, que se manifestam de forma mecânica e química sobre a rocha, tendo participação expressiva no processo de pedogenização.

#### a) Intemperismo químico

Para Bigarella et al (1994), “a decomposição de uma rocha efetua-se através de um processo muito lento, complexo e variado. Depende de muitos fatores, tais como: composição mineralógica e química da rocha, forma e estrutura de jazimento, bem como condições climáticas regionais predominantes. A temperatura influi diretamente sobre o intemperismo químico”. Demattê (1974) inclui “tamanho das partículas da rocha, permeabilidade do manto rochoso, posição do nível hidrostático, relevo, temperatura, composição e quantidade de água subterrânea, oxigênio e outros gases no sistema, macroflora e microflora e faunas presentes, superfície exposta da rocha e sua modificação pelo intemperismo mecânico, solubilidade relativa das rochas originais e dos materiais intemperizados”

Com relação à composição mineral, Goldich (1938) relata a resistência das rochas aluminossilicatadas à hidrólise, indo da olivina, através do piroxênio, anfíbólio, biotita, feldspato alcalino, ao quartzo. ( Fig. 3.1 ).

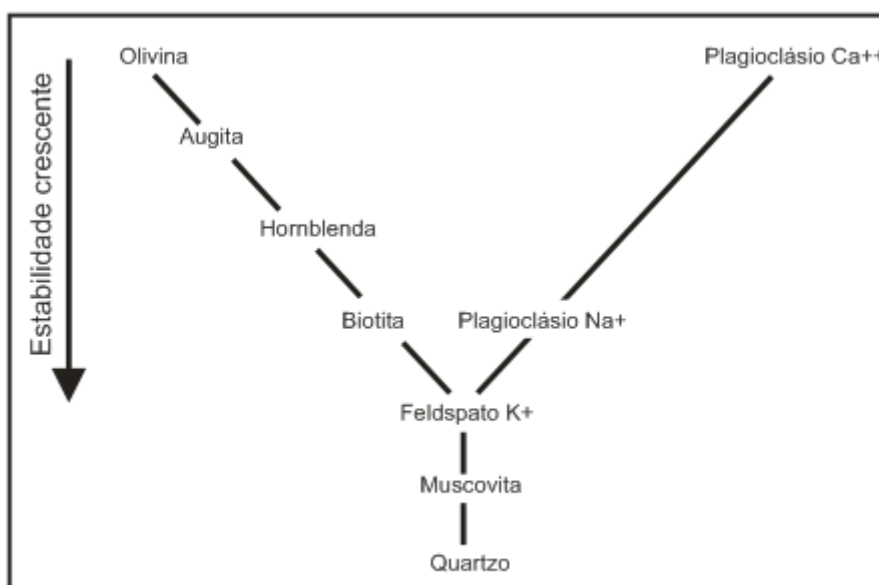


Fig. 3.1 - Sequência de alteração mineral (Goldich, 1938).

Para Melfi & Pedro (1978), no decorrer da alteração há sempre interação entre os diferentes constituintes: o quartzo, por exemplo, provoca um aumento da concentração de SiO<sub>2</sub> e pode fazer regredir a hidrólise dos aluminossilicatos alcalinos, modificando dessa forma a alteração.

Bigarella et al (1994), demonstram que “os minerais menos resistentes à ação da água com CO<sub>2</sub> dissolvido são os piroxênios e os anfibólios. Seguem-se os plagioclásios, depois o ortoclásio e finalmente as micas; destas, a muscovita é a que mais resiste. O quartzo não é inteiramente insolúvel. Entre os minerais acessórios, a apatita e a pirita são facilmente atacadas, enquanto a magnetita é relativamente resistente. Os mais resistentes são o zircão, o coríndon e a cromita, entre outros”.

Além das características dos minerais no processo de alteração, considera-se também a estrutura, como as rochas ígneas que sofrem uma ação muito lenta de intemperização, principalmente quando localizadas nas regiões temperadas ou mais frias. Nas regiões tropicais úmidas a velocidade de alteração é bem maior, o que pode ser expresso através da representação de Strakhov (1967). Sem considerar a relação estrutural, constata-se o significado da distribuição da precipitação com a espessura do material intemperizado, demonstrando o efeito da hidrólise no processo de sialitização ( Fig. 3.2 ).

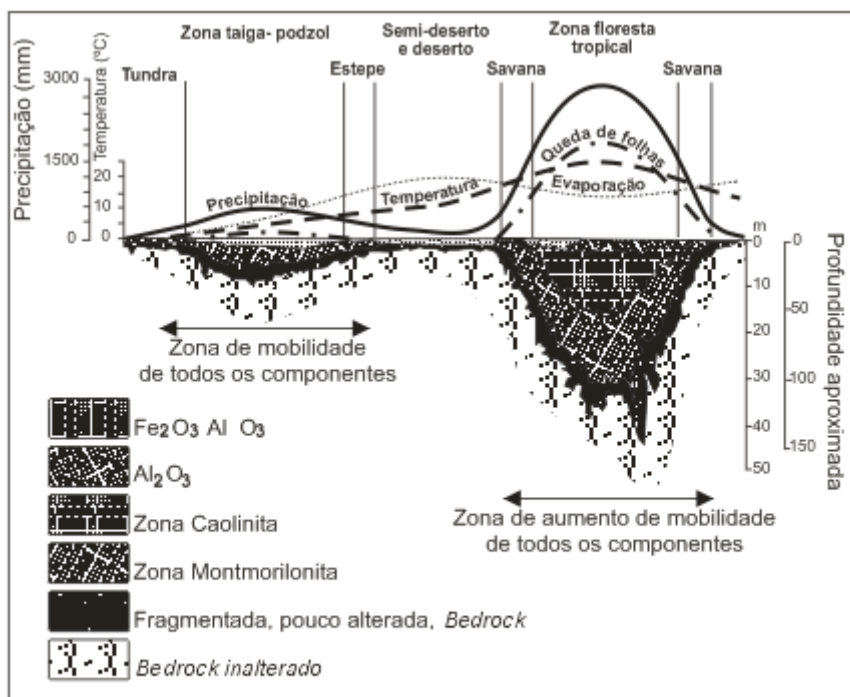


Fig. 3.2 - Esquema da disposição do manto de intemperismo em diferentes climas ( Strakhov, 1967).

Quanto à estrutura de jazimento constata-se que as rochas ricas em planos de clivagem, como os xistos do Grupo Araxá, predominantes no Centro-Oeste, bem como as rochas fendilhadas ou com densa rede de diaclasamento, tendem a acelerar as reações químicas do intemperismo.

Para Demattê (1974), as rochas são intemperizadas quimicamente por uma grande diversidade de reações que podem ser classificadas por alguns modelos. Os silicatos se decompõem principalmente por hidrólise, mas alterações por troca de íons incluindo cátion não H, também são importantes. Carbonatação, hidratação, quelação, diálise, solução simples e reconstituição química são outros mecanismos ativos e importantes do intemperismo químico, os quais atacam as diversas rochas e minerais da litosfera". Para o autor essas reações são basicamente simples, visto que os processos "não desenvolvem nada mais complexo do que ionização, adição de água e gás carbônico, hidrólise e oxidação".

Dentre os tipos mais comuns de intemperismo químico serão tratados a dissolução, a hidratação, a hidrólise, a carbonatação e a oxidação. Apresentam-se a seguir algumas características de cada uma dessas modalidades.

**Dissolução:** refere-se à alteração química da água em função da concentração de íon  $H^+$ , expressa como pH. Através da representação de Mason (1966), observa-se que enquanto a sílica ( $SiO_2$ ) é altamente solúvel num meio básico, portanto pouco solúvel no meio ácido, a alumina ( $Al_2O_3$ ) é solúvel nos extremos, tanto no meio ácido quanto no básico, apresentando baixa solubilidade em condição neutra ( Fig. 3.3 ).

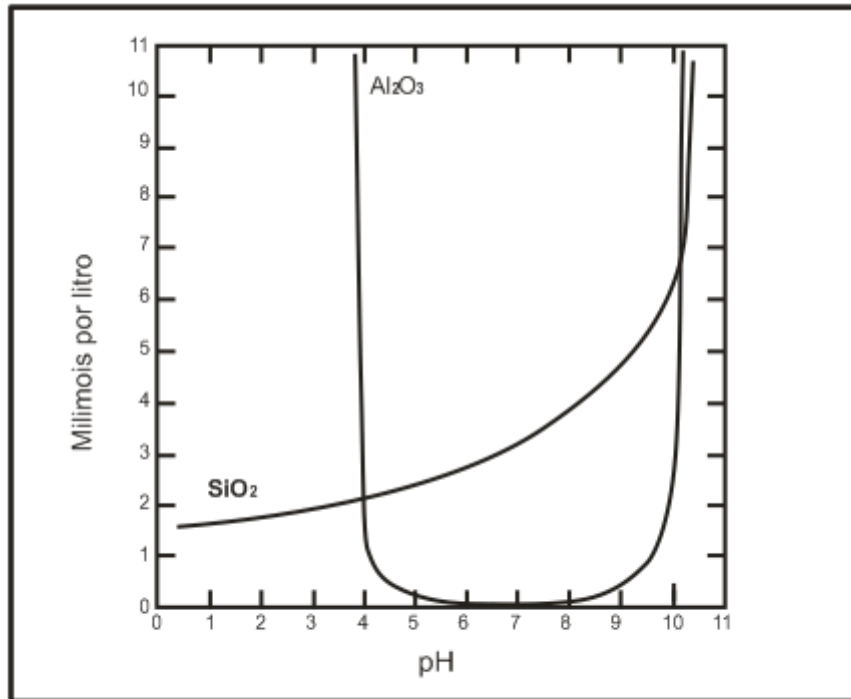
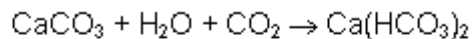


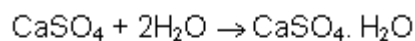
Fig. 3.3 - Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH (Mason, 1966).

A **dissolução** se caracteriza pelo primeiro estágio do processo de intemperismo químico, visto que determinados minerais ou rochas são mais facilmente dissolvidos pela água do que outros. Como exemplo, nos depósitos salinos (halita) e camadas de gesso a alteração é relativamente intensa, enquanto nas rochas carbonatadas, como o calcário e o dolomito, a ionização é mais lenta; ao contrário, na sílica, como o quartzo, forma-se uma espécie de química neutra, sem qualquer ionização apreciável na escala de pH das soluções naturais. No caso das rochas carbonatadas constata-se que a água contendo CO<sub>2</sub> (ácido carbônico), agindo sobre o calcário, transforma o CaCO<sub>3</sub> da calcita em bicarbonato solúvel, que é lixiviado<sup>4</sup>. A reação pode ser assim expressa:



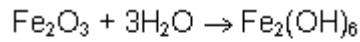
Carbonato de cálcio + ácido carbônico → bicarbonato de cálcio

**Hidratação:** refere-se à adição de água em um mineral e sua adsorção<sup>5</sup> dentro de retículo cristalino. Trata-se portanto da adição de água em minerais para formar hidratos. Certos minerais são passíveis de receber moléculas de água em sua estrutura, transformando-se física e quimicamente, como a mudança da anidrita em gesso:



Anidrita → gesso (gipso)

ou da transformação da hematita em "limonita":



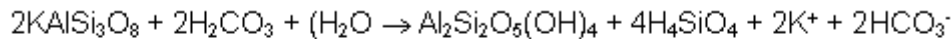
Hematita → limonita

Hurst (1975) observa que a reação e o tempo dos processos, nestas circunstâncias, “dependem da concentração de reagentes e dos seus produtos e das mobilidades dos vários constituintes”. Por exemplo, a reação em um sistema aberto pode ser inteiramente diferente da produzida em um sistema fechado, como na alteração do K-Feldspato (feldspato potássico), cujo principal produto pode tanto ser a caulinita como a illita, dependendo do sistema:

K-Feldspato + água ⇒ sistema aberto – caulinita + sílica + hidróxido de potássio

sistema fechado – illita + sílica + hidróxido de potássio

**Hidrólise:** consiste na reação química entre o mineral e a água, ou seja, entre íons H<sup>+</sup> (hidrogênio ou íon hidrônico H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>) e OH<sup>-</sup> (íons hidroxilas). A reação de hidrólise pode ser demonstrada através da decomposição dos silicatos (feldspatos, micas, hornblenda, augita, dentre outros) pela água dissolvida. Como exemplo Brinkmann (1964) demonstra a seguinte reação de um feldspato alcalino (ortoclásio) em caulinita:

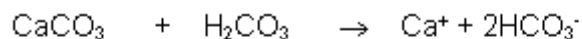


ortoclásio → caulinita

Considerando a alteração de aluminossilicatos, Pedro (1964 e 1966) observa que podem ser assinaladas duas situações quanto ao resultado da hidrólise: 1) hidrólise *total*: os três elementos que constituem um mineral primário, como um plagioclásio (Si, Al, Na ou K), são completamente liberados e aparecem no meio de alteração sob a forma de hidróxidos. Como exemplo, Si(OH)<sub>4</sub> e (Na + OH<sup>-</sup>), solúveis, são eliminados completamente, enquanto Al(OH)<sub>3</sub> que é insolúvel, acumula-se *in situ* e se individualiza sob a forma de hidróxido de alumínio do tipo *gibbsita*; 2) hidrólise *parcial*: uma parte da sílica liberada do mineral primário reage com o alumínio para formar “sais básicos” insolúveis (hidroxissilicatos aluminosos – argila). Trata-se portanto do processo de sialitização, onde a dessilicificação do meio é incompleta e a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada.

Para Demattê (1974), os principais fatores que influem na hidrólise são: a) natureza da água (se a água saturada com sais não for removida e substituída por outra com concentração de sais menor, a hidrólise tende a paralisar, reduzindo o desenvolvimento do solo); b) efeito do pH sobre as solubilidades do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> hidratado (em um pH8, a solubilidade do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> é reduzida a praticamente zero, mas do SiO<sub>2</sub> é reduzida apenas para ¼ daquela que era a pH10, conforme pode-se inferir através da Figura 3.3); c) ação das plantas (as plantas vivas fornecem íons H para a argila coloidal em contato com suas raízes, e tendem a criar condições de argila ácida, que por sua vez intemperiza as rochas e minerais presentes).

**Cabonatação:** o gás carbônico dissolvido na água dá origem a uma solução ácida, denominada hipoteticamente de ácido carbônico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), que em reação com os minerais carbonatados, dá origem ao processo denominado carbonatação. Utiliza-se como exemplo a formação do bicarbonato de cálcio, que é bastante solúvel em água, a partir da calcita:



Carbonato de cálcio + ácido carbônico → bicarbonato de cálcio  
(calcita)

Para Bigarella et al (1994), “nas regiões tropicais, a carbonatação é intensa e estimulada pela contribuição de CO<sub>2</sub> proveniente da vegetação exuberante. O transporte posterior do material carbonatado parece ser menor do que aquele verificado para regiões de climas mais frios. No primeiro caso, há rápida redeposição no próprio relevo cárstico”. Observam os autores que as pequenas quantidades de argilas e óxidos de ferro existentes no calcário normalmente preenchem as depressões topográficas, como as dolinas, além de ocorrerem na superfície do relevo cárstico sob a forma de “terra rossa”. Com base em pesquisas realizadas por Bigarella (1948), constata-se a formação de depósitos secundários de calcita a partir da solução dos carbonatos de magnésio e de cálcio pelas águas carregadas de CO<sub>2</sub>.





colocam em dúvida o efeito da insolação no processo de desintegração das rochas, acreditando que o fraturamento ocorre em função das tensões térmicas associadas a processos tectônicos ou não tectônicos. Penteadó (1974) considera a expansão e contração térmica como processo pouco eficaz na desagregação mecânica, por afetar apenas a película superficial da rocha.

**Congelamento-degelo:** são fenômenos comumente registrados nas altas latitudes ou altitudes, onde a água gela e descongela freqüentemente, causando desintegração das rochas até mesmo em larga escala (crioclastia ou geliturbção). Como se sabe, o volume da água aumenta 9,05% quando transformada em gelo, levando ao desenvolvimento de forças de expansão em fissuras ou interstícios de rochas ou minerais em tal situação. É considerado o processo mais eficaz no fraturamento das rochas. “O afastamento das paredes rochosas com produção de lascas (cunha de congelamento) se dá pelo processo chamado gelivação (gelo e degelo)” (Penteadó, 1974).

**Cristalização de sais:** Bloom (1972) relata experimentos que comprovam a desintegração das rochas por processo de cristalização de sais. Um dos sais considerado atuante é o sulfato de cálcio hidratado (gipso). Embora se caracterize como um processo mecânico, é entendido como precursor do intemperismo químico, ao predispor a rocha à ação desse último.

Outros processos físicos foram descritos por vários autores como perfuração coloidal, colapso mecânico, gravitação, intemperismo por camada de água, umedecimento-dissecamento e entumescimento por umidade, todos de menor importância em relação aos descritos anteriormente, embora possam apresentar relevância em situações particulares.

### c) Intemperismo Biológico

Os organismos vivos contribuem direta e, principalmente, indiretamente, para o processo de intemperização. Dentre os diferentes processos evidenciados, destacam-se os efeitos físicos e químicos associados aos animais e plantas.

**Efeitos físicos e químicos induzidos por animais e plantas:** referem-se à considerável redução em tamanho de minerais e rochas pela abundância da flora e fauna nos solos de áreas úmidas. Dentre os principais causadores desse processo destacam-se o atrito produzido cumulativamente pela penetração de organismos, como a passagem de partículas de solo através do trato de vermes e outros organismos, associado ao acunhamento de raízes, ou pela compactação e abrasão de grandes animais que se movem na superfície.

### 3.2. As variações climáticas e relações morfogenéticas

O clima sempre variou ao longo do tempo geológico, o que pode ser comprovado através de registros fósseis e palinológicos nas formações geológicas, como a partir do Proterozóico, cujas evidências ficaram registradas nas seqüências litoestratigráficas. Exemplos clássicos são os *Mesossaurus brasiliensis* nas seqüências carbonatadas da Formação Irati (Permiano), caracterizando ambiente lacustre, ou os sedimentos eólicos da Formação Botucatu (Jura-Cretáceo), associados a um ambiente desértico.

Dignas de nota, pela própria proximidade temporal, em que pese a escala de tempo geológica, são as oscilações climáticas no Pleistoceno, onde pelo menos quatro grandes fases glaciais, e outras quatro interglaciais, responderam pelo reafeiçoamento de vertentes, deixando evidências nos depósitos correlativos da região intertropical.

Salgado-Labouriau et al (1997), em estudo referente às mudanças climáticas em vereda no município de Cromínia (GO), constataram, através de correlações palinológicas, uma fase mais úmida em torno de 28.000 AP (antes do presente), um evento seco entre 13.000 e 10.000 AP e uma nova fase de acréscimo da umidade entre 6.500-5.000 AP, coincidindo com o aumento das precipitações constatadas em outras áreas do Brasil Central, como na Lagoa dos Olhos (De Oliveira, 1992) e Lagoa Santa (Parizzi, 1994). Partículas de carvão mostram, através de testes de C 14, que a queima vegetal já acontecia entre 32.400 até 3.500 anos AP (Salgado-Labouriau & Ferraz-Vicentini, 1994).

Bigarella et al (1994), apresentam evidências de alterações climáticas no Século XIX, citadas por Bouchardet (1938) para a Europa Ocidental, onde foram constatadas oscilações “em períodos médios de 30 a 35 anos, divididos em duas metades, uma fria e úmida e outra quente e seca”: três fases frias ( 1806 a 1820; 1836 a 1850; 1871 a 1885) com invernos excepcionalmente rigorosos, que se intercalaram a três séries de anos quentes ( 1821 a 1835; 1851 a 1870; 1885 a 1900). Ocorreram três épocas de chuvas abundantes ( 1806 a 1825; 1841 a 1855; 1871 a 1885), alternadas com outras de secas ( 1826 a 1840; 1856 a 1870; 1886 a 1900).

Com relação às mudanças climáticas atuais, atribuídas a derivações antropogênicas, utiliza-se dos exemplos apresentados por Bach (1986), que demonstra o acréscimo de gases do “efeito estufa” na atmosfera e suas conseqüências: o acréscimo anual de gás carbônico (CO<sub>2</sub>) na atmosfera, medido no Mauna Loa, Hawaii, é da

ordem de 0,4%; o metano (CH<sub>4</sub>), medido a partir de 1978 em diversas regiões do globo, inclusive no pólo sul, registra aumento que chega a 100 ppbv (partes por bilhão de volume) em apenas 4 anos; acréscimo de óxidos nitrosos (N<sub>2</sub>O) no Oregon e Tasmânia fortalece o argumento de que os "gases do efeito estufa" têm promovido um aumento médio da temperatura global da ordem de 0,6 ° C, com tendência a atingir 1,5 ° C até 2.020.

### **3.2.1. As oscilações climáticas no Pleistoceno**

Atendo-se um pouco mais às oscilações climáticas pleistocênicas, eleitas em função das melhores evidências para as correlações com as estruturas superficiais, apresentam-se algumas considerações quanto à possível gênese das alternâncias registradas, bem como reflexos destas nos mecanismos morfogenéticos.

Atualmente a região intertropical brasileira encontra-se sob o domínio de clima úmido, evidenciando-se no período chuvoso a existência de uma faixa de convergência formada entre a umidade proveniente da Amazônia (instabilidades de noroeste), resultante dos alísios de sudeste, e as ingressões dos fluxos extratropicais. Essa situação, denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), conta com a depressão térmica do Chaco, que atrai massas úmidas provenientes do norte, gerando extensa faixa que varre o continente brasileiro, principalmente as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste. No inverno, o deslocamento do centro anticiclônico do Atlântico Sul em direção ao continente brasileiro determina a estabilização de massas, impedindo os avanços do fluxo extratropical, gerando estiagem prolongada (de 4 a 6 meses).

Segundo Nobre et al (1998), o sistema de circulação de larga escala na baixa troposfera que atua na América do Sul durante o inverno compreende: a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, associada às atividades convectivas no noroeste da América do Sul (Colômbia, Venezuela) e América Central; os sistemas transientes frontais (FSs) associados às frentes frias na América do Sul, temperada e subtropical; e o Sistema de Alta Pressão Subtropical do Oceano Atlântico (SASH), também chamado Anticiclone do Atlântico Sul (Fig. 3.4). Durante o inverno ocorre o deslocamento para oeste do Anticiclone do Atlântico Sul (SASH), em direção ao continente, e o movimento para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), produzindo subsidência de larga escala típica sobre o Brasil Central e a Amazônia. Com isso tem-se o deslocamento da umidade e nuvens para áreas remotas, ao norte e noroeste da Amazônia. Esses fenômenos são responsáveis pela escassez de chuvas sobre o continente e pela definição da estação seca no Brasil Central (Vianello & Alves, 1991). O deslocamento do SASH em direção ao continente favorece a entrada de massas de ar provenientes do oceano, pela porção nordeste do Brasil.

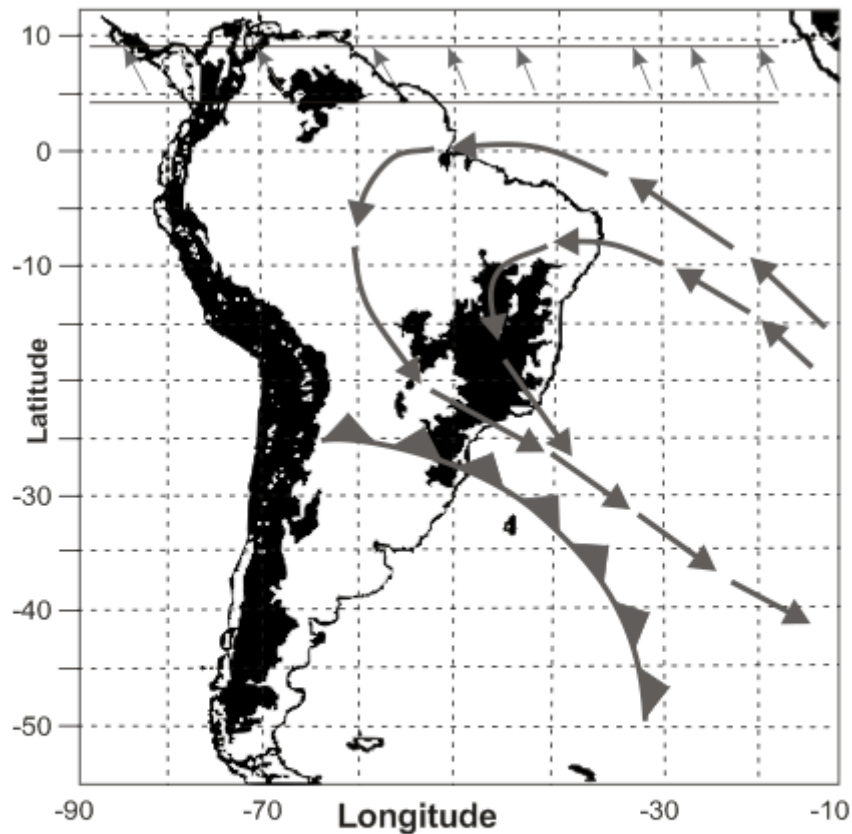


Fig. 3.4 - Principais sistemas que afetam a circulação da troposfera, no Brasil durante o inverno: 1) Anticiclone do Atlântico Sul, 2) Zona de Convergência intertropical, 3) Região de Subsidência de Larga Escala (Brasil Central), 4) Sistemas Transientes Frontais (Frentes Frias).

FONTE: Adaptada de Nobre et al. (1998)

Para Damuth & Fairbridge (1970), a dinâmica atmosférica atual é bastante parecida à constatada nas fases interglaciais do Pleistoceno, responsáveis pelas condições climáticas úmidas (Fig. 3.5). Contudo, nas fases glaciais, relacionadas a condições climáticas semi-áridas nas faixas intertropicais, registrava-se deslocamento do centro anticlinal do Atlântico Sul para menores latitudes, dominando a referida extensão continental. Nessas condições, além da restrição na dinâmica dos fluxos intertropicais, gerando situação de estabilidade, proporcionava franco domínio territorial dos fluxos extratropicais. Ao mesmo tempo, com o resfriamento decorrente dos avanços dos fluxos polares, constatava-se maior avanço das correntes marítimas frias, como as de Falkland (corrente das Malvinas) em relação à corrente do Brasil, bem como maior domínio da corrente fria de Humboldt ou do Peru, na costa do Pacífico.

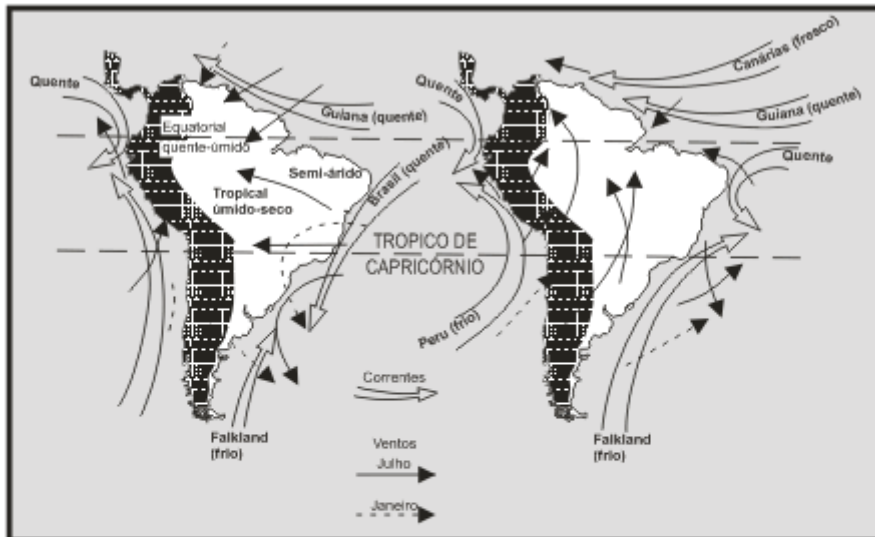


Fig. 3.5 - Modelos esquemáticos dos mecanismos climáticos e das diferenças paleoclimáticas entre a situação interglacial atual (à esquerda) e a possível situação glacial do último período seco pleistocênico (à direita) (baseado em Damuth e Fairbridge, 1970; Ab'Saber, 1977). Christofletti, 1999.

A primeira situação mostrada no mapa, refere-se à condição de circulação interglacial, como a evidenciada na atualidade, com o centro anticlinal do Atlântico Sul posicionado abaixo do Trópico de Capricórnio. As correntes quentes (do Brasil e do Golfo) apresentam grande atuação no continente, ficando a fria (de Falkland ou Malvinas) restrita à seção meridional. As massas de ar quente e úmida (tropicais marítimas do Atlântico Sul e do Atlântico Norte) são responsáveis, em parte, pelo clima úmido dominante (clima subúmido nas latitudes intertropicais).

A segunda situação ( Fig. 3.5) esquematiza a fase glacial ou glácio-eustática, quando se dá o deslocamento dos centros anticlonais tropicais para faixa equatorial, gerando cinturão de subsidência nas menores latitudes. Assim, a coalescência dos centros anticlonais (Anticiclone do Atlântico Sul com o Anticiclone do Pacífico Sul) impede a ascensão de eventual umidade, restringindo a possibilidade de chuvas, caracterizando uma condição de semi-aridez em toda a faixa intertropical. O sertão nordestino, hoje semi-árido, nas fases glaciais estava individualizado pelo árido, portanto mais seco em relação ao atual. Com o deslocamento do centro anticlinal do Hemisfério Sul para menores latitudes, as massas de ar frias dominavam grande parte do continente, principalmente a seção meridional. Assim, as correntes marítimas frias, como a de Falkland e a de Humboldt (Peru), passavam a ocupar maior domínio latitudinal, restringindo a ação das correntes quentes, como a do Brasil e a do Golfo. O domínio da corrente fria respondia pelo resfriamento do ar proveniente do oceano, gerando estabilização atmosférica. Nessa circunstância, a estabilidade atmosférica decorrente do deslocamento do centro anticlinal do Atlântico Sul e o resfriamento produzido pelo domínio do fluxo extratropical originavam um clima semi-árido, "fresco", em toda região intertropical do Brasil, agravando a situação de deficiência hídrica no conhecido "Polígono das Secas".

Ab'Saber (1977) produziu quadro dos domínios naturais de paisagens da América do Sul, correspondente ao período de 13.000 a 18.000 AP, referente à última fase glacial pleistocênica (*W ürm* para os europeus, ou *W insconsin* para os americanos), com base em remanescentes da estrutura superficial. Na representação (Fig.3.6) constata-se uma clara tendência de as espécies xeromórficas se expandirem em relação às hidrófilas, ao mesmo tempo em que a vegetação relacionada a condições climáticas mesotérmicas se desloca para menores latitudes, caso da Araucária, que deixa o core do Planalto Meridional em direção às altas altitudes das serras do Mar e Mantiqueira, onde as condições termais eram inferiores em relação à situação atual.

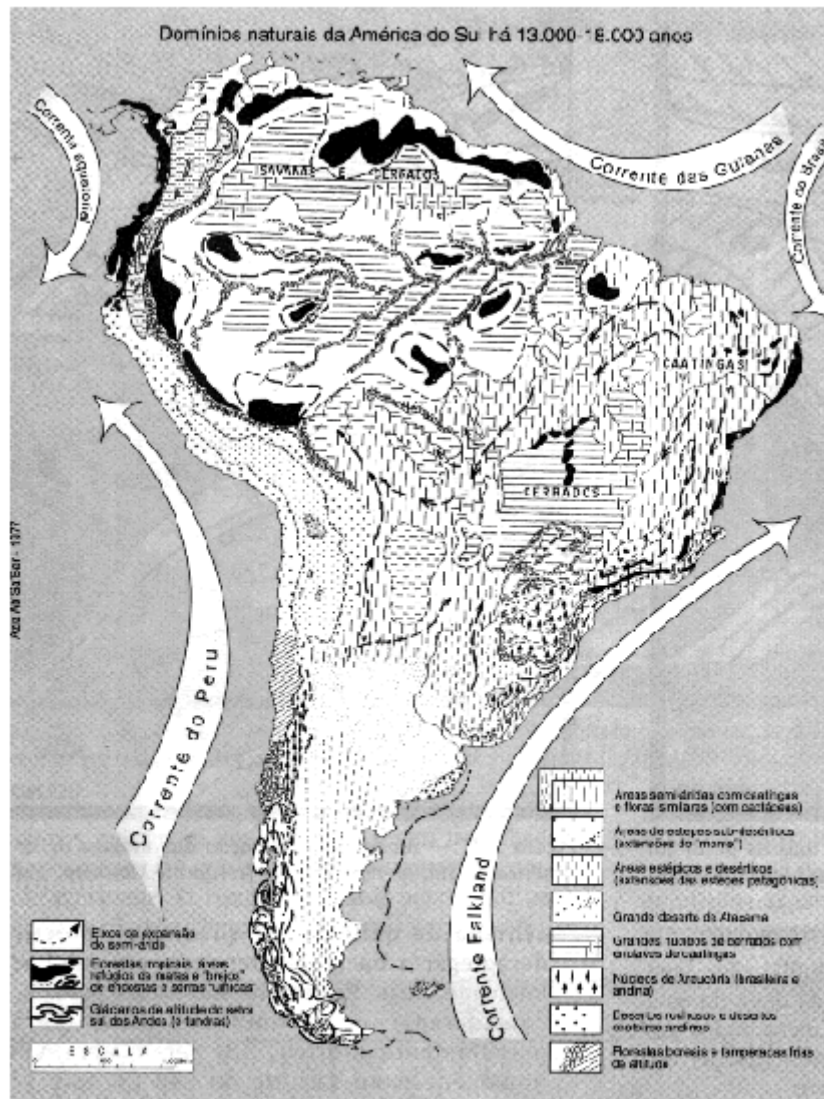


Fig.3.6 - Domínios naturais da América do Sul há 13.000 - 18.000 anos (conforme Ab'Saber, 1977)

Na faixa intertropical a deficiência hídrica glácio-eustática promovia a retração da formação florestal e a expansão da vegetação xeromórfica, com o domínio do Cerrado sobre as áreas hoje ocupadas pela Florestas Ombrófilas, ao mesmo tempo permitindo o avanço da Caatinga sobre o Cerrado. Nessa situação a bacia Amazônica estaria basicamente representada pelo Cerrado nas áreas interfluviais, com alguns enclaves de Formações Florestais (refúgios) em áreas mais úmidas (depressões relativas). O Cerrado ocupava o Planalto Central, enquanto a Caatinga estendia-se através dos grandes compartimentos topográficos depressionários, como as Depressões do São Francisco, Tocantins e Araguaia, atingindo o Pantanal Mato-grossense, onde ainda são encontradas espécies dessa natureza no mosaico representado pela complexidade vegetal. Tais áreas se individualizavam como eixos de expansão da semi-aridez, por apresentarem maior deficiência higrométrica. Na parte meridional do continente, a redução térmica determinada pelo avanço das massas de ar extratropicais e as correntes marítimas frias contribuíram para o avanço da Araucária, a partir do Planalto Meridional até o Espinhaço, o mesmo ocorrendo nos Andes meridionais. No Chaco prevalecia vegetação estépica (deserto frio), enquanto na seção meridional dos Andes os glaciais alpinos se faziam presentes, justificando a gênese dos *fjords* na região da Terra do Fogo (vales produzidos pela corrida do gelo em condição de eustatismo negativo, hoje afogados pela transgressão pós- *Würmiana* ).

Com o retorno às condições úmidas pós- *Würmiana* ou holocênica, processo contrário foi observado, evidenciando-se domínio da Formação Florestal/Floresta Ombrófila sobre o Cerrado (caso da Amazônia) e do Cerrado sobre a Caatinga (Planalto Central e Oriental brasileiros), embora sejam encontrados enclaves de Cerrado em plena Amazônia (refúgios), Araucária na Serra do Mar e Mantiqueira, Caatinga no médio São Francisco, médio Araguaia e Pantanal Mato-grossense, além de outras espécies relacionadas a ambientes semi-áridos das fases glaciais.

Assim, registra-se uma estreita relação entre os diferentes domínios fitogeográficos com as alternâncias climáticas constatadas no Pleistoceno.

Num corte temporal, poder-se-ia admitir ser o Cerrado uma vegetação arcaica, o que justifica a denominação de vegetação clímax, anterior ao aparecimento da Formação Florestal<sup>7</sup> atual, visto que as espécies xeromórficas podem ser correlacionadas às superfícies erosivas ou pediplanos terciário-quadernários.

Registra-se assim, estreita relação entre os diferentes domínios fitogeográficos com as alternâncias climáticas constatadas no Pleistoceno.

### 3.2.1.1. As fases climáticas pleistocênicas e processos morfogenéticos

Durante o Pleistoceno foram registradas pelo menos quatro fases glácio-eustáticas<sup>8</sup>, intercaladas a outras tantas interglaciais, conforme esquema (Fig. 3.7).

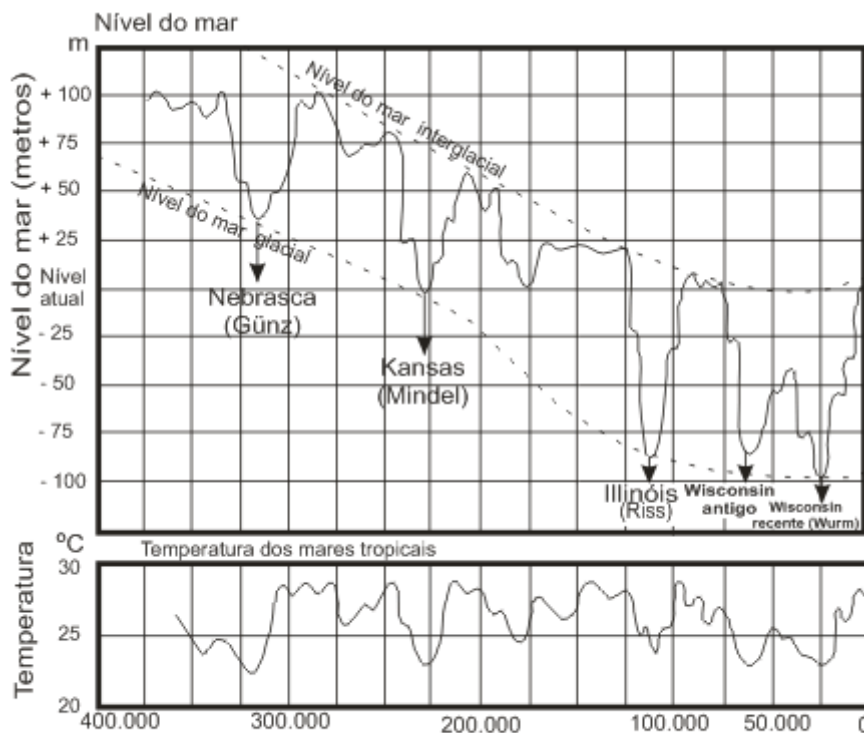


Fig. 3.7 - Oscilações climáticas pleistocênicas e implicações no nível marinho (Fairbridge, 1961).

Bigarella et al. (1975) apresentam argumentos baseados em possíveis influências astronômicas para explicar as mudanças paleoclimáticas pleistocênicas, concluindo que “essas variações são devidas a perturbações gravitacionais inerentes ao próprio sistema planetário. Entre os elementos a considerar estão: excentricidade da órbita, longitude do periélio e obliquidade da eclíptica”. Bigarella et al (1994) consideram que “as mudanças periódicas e drásticas das condições climáticas durante o Quaternário influíram na distribuição das massas de ar e no sistema dos ventos. O regime da temperatura global foi, por conseguinte, amplamente afetado pela transferência de calor através das correntes marinhas e aéreas”. Relatam que, quando a geleira avançava, os cinturões de chuvas nas regiões temperadas deslocavam-se sobre as regiões semi-áridas, e estas, por conseguinte, sobre as regiões equatoriais quentes e úmidas.

O fator térmico das águas marinhas reflete as alterações climáticas, refletindo no comportamento do nível marinho; a queda da temperatura está associada ao abaixamento do nível do mar e vice-versa.

As quedas térmicas registradas nas fases glácio-eustáticas passadas repercutiram principalmente no Hemisfério Norte, devido à maior proporcionalidade de terras emersas. Os efeitos das glaciações atingiram a América do

Norte (região dos Grandes Lagos) e grande parte do continente europeu. Na Europa foram observadas deposições ou formas elaboradas pelo deslocamento de geleiras, como as *morainas*, que originaram patamares ao longo de vertentes, levando ao entendimento da existência de quatro fases glaciais, denominadas, da mais antiga para a mais recente, de *Günz*, *Mindell*, *Riss* e *Würm*, intercaladas por fases interglaciais. Se na fase glacial se dava um decréscimo da temperatura das águas marinhas, tendo como referência os mares tropicais, na interglacial a temperatura se eleva, acarretando o aumento do nível marinho (eustatismo positivo) pela fusão dos glaciais.

Considerando as diferenças climáticas entre as fases glaciais e interglaciais pleistocênicas constata-se que enquanto nas primeiras prevalecia a morfogênese mecânica nas latitudes intertropicais, relacionadas ao clima semi-árido, nas segundas registrava-se a morfogênese química, associadas ao clima úmido, situação próxima ao Holoceno. Assim, sob diferentes condições climáticas tem-se diferentes tipos de intemperismos, com depósitos correlativos diferenciados.

Como grande parte da umidade responsável pela precipitação é proveniente dos oceanos (aproximadamente 4/5 resultam de evaporação dos mares), a quantidade evaporada nas fases glaciais não retornava aos mares, já que as precipitações nas latitudes altas e médias, em forma de neve, eram acumuladas, contribuindo para a expansão da calota polar dos hemisférios (*inlands*) e para a origem de banquisas (gelos flutuantes em altas latitudes). A ausência do retorno cíclico da água é responsável pelo decréscimo do nível marinho (eustatismo negativo ou regressão marinha), razão por que os processos morfogenéticos agressivos trabalharam em função de um novo nível de base geral.

Na fase interglacial, os *inlands* entravam em processo de fusão dada a elevação da temperatura, com o conseqüente retorno das águas aos oceanos, elevando o nível marinho (eustatismo positivo ou transgressão marinha), e afogando áreas retrabalhadas nas fases glácio-eustáticas anteriores.

Deve-se considerar que as glaciações pleistocênicas ocasionaram atividades isostáticas: quando a concentração de gelo se dava no centro da calota (como na região da Escandinávia), a subsidência processada refletia na crosta interna, provocando deslocamento de massa, com elevação das áreas periféricas. Na fase interglacial, como a holocênica atual, o alívio de carga no centro da calota, em decorrência da fusão do gelo (*inlands*), produziu soerguimento da crosta interna, com conseqüente abaixamento da periferia por compensação. A superfície periférica dos *inlands*, além de abaixar, por compensação isostática, como no pós-*würmiano*, sofreu afogamento acarretado pela fusão do gelo, conhecida por transgressão *flandriana*. Esse fato pode ser exemplificado na Holanda, Países Baixos, onde a cada século se verifica um abaixamento da crosta de 30 cm, enquanto em Estocolmo ocorreu um levantamento de 19 cm em 50 anos. Evidências atuais de transgressão marinha podem ser percebidas na costa oriental brasileira, a exemplo das "rias" dos rios Doce e Paraguaçu (afogamento da foz por provável fenômeno epirogenético ou eustático) ou o próprio preenchimento da baía da Guanabara.

No extremo sul da América do Sul, durante a fase glacial, ocorreu o desenvolvimento de glaciais alpinos (gelos nas partes elevadas), os quais desciam as encostas criando vales em "U", decorrentes da erosão por friccionamento ou atrito. Nesse período, a extensão de áreas emersas era maior, uma vez que prevalecia o eustatismo negativo. Na fase interglacial, o derretimento do gelo eleva o nível marinho provocando o afogamento dos vales (*fjords*), criando, em conseqüência, uma sucessão de pequenas ilhas, como na Terra do Fogo (sul da América do Sul).

Além das alternâncias nos domínios fitogeográficos decorrentes das mudanças nos sistemas de circulação aérea e marítima, as oscilações climáticas pleistocênicas foram responsáveis pelas variações morfogenéticas associadas aos contrastes nas formas de intemperismo (físico ou mecânico e químico), com reflexos diretos na tipologia dos depósitos correlativos. Desse modo, nas fases glaciais registrou-se morfogênese mecânica, devido à condição semi-árida nas latitudes intertropicais, com pronunciada ou discreta pedimentação, enquanto na interglacial, registrou-se intemperismo químico, com entalhamento da drenagem, e processo de colúvio-namento.

Os detritos resultantes da desagregação mecânica apresentam uma disposição hierarquizada a partir da fonte de origem: próximos ao sopé da vertente são grosseiros, reduzindo gradativamente à medida que dele se afastam. Essa disposição caracteriza o pedimento. A torrencialidade pluviométrica associada às condições climáticas semi-áridas tem importante participação no transporte e hierarquização dos detritos.

Na fase interglacial ou pluvial, a drenagem é reorganizada e o intemperismo químico é responsável pela decomposição das rochas, procurando inumar os detritos produzidos em condições anteriores, através do processo denominado de colúvio-namento, podendo preservar ou destruir as paleoformas ou paleodepósitos ainda existentes.

O contraste morfogenético gera diferenças de composição dos depósitos correlativos, caracterizados como indicadores para a restituição paleoclimática da área.

Como exemplo, apresenta-se perfil de vertente comum nas latitudes intertropicais, onde são observadas as diferentes seqüências cronodepositivas (Fig. 3.8 ). Os pedimentos detríticos ou cascalheiras encontram-se recobrimdo material alterado *in situ* e sotopostos por colúvio pedogenizado. Os detritos ou paleopavimentos encontram-se associados à morfogênese mecânica, correspondente a uma fase glácio-eustática pleistocênica, enquanto o colúvio superficial vincula-se à morfogênese química ou fase interglacial, como o holoceno atual. Esse material convertido em solo, depois de ter sido colonizado por microorganismos, recebe o nome de colúvio pedogenizado.

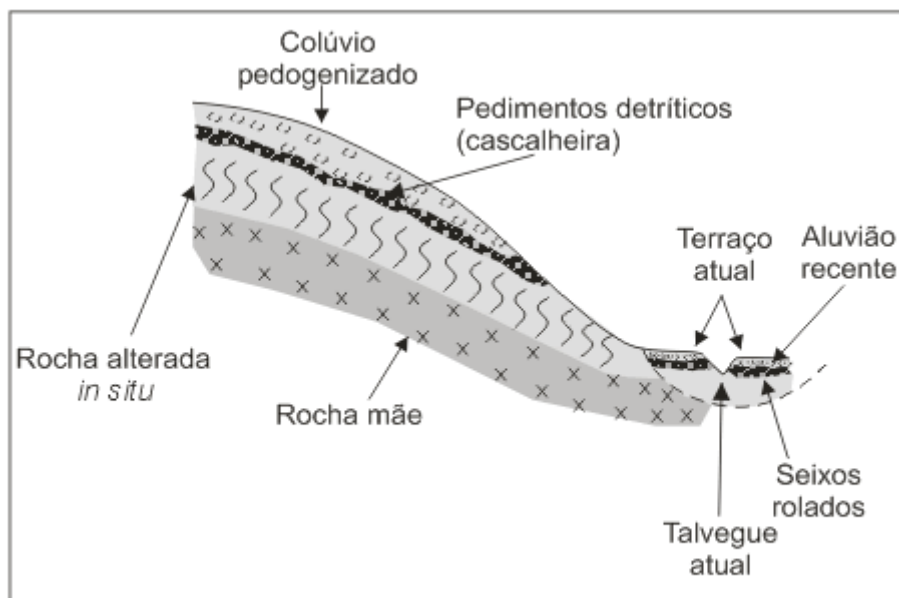


Fig. 3.8 - Relações cronodepositivas em uma vertente.

Na planície aluvial, compartimento topográfico de embutimento elaborado pelo sistema fluvial, associado à meandração, as seqüências deposicionais são resultantes do trabalho do próprio rio. Trata-se de cascalheiras inumadas ou suspensas, evidenciando alternâncias climáticas distintas. São materiais diferentes dos pedimentos, principalmente quanto à forma: naquelas são angulosos e apresentam baixo grau de transporte, enquanto nestes são arredondados ou ovalados, mostrando nítido processo de transporte fluvial, por rolamento ou saltitação, responsáveis pelo desarestamento.

Para se entender os depósitos de terraços ou "baixos terraços", deve-se considerar um clima semi-árido, responsável pelo abandono ou redeposição de seixos rolados, elaborados pelo transporte fluvial no clima úmido antecedente, posicionados ao longo de talvegue remanescente. Numa fase seguinte, determinada pelo retorno ao clima úmido, evidencia-se o reentalhamento da drenagem no antigo leito abandonado, ou próximo deste; os seixos rolados, abandonados na fase agressiva anterior, depois de exumados pela incisão da drenagem, se posicionam acima do talvegue atual, muitas vezes sotopostos ou recobertos por sedimentos resultantes do transbordamento do rio, como os depósitos aluviais, ou provenientes de montantes (depósitos colúviais). Para que tal incisão (epigenia) aconteça, é necessário gradiente suficiente para ativação da erosão remontante, ou então efeito de natureza tectônica (epirogênese positiva), como Moraes Rego (1933) admite ter acontecido entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno.

#### a) Relações processuais e depósitos correlativos

Além de alterações fitogeográficas, mudanças no sistema de circulação atmosférica e marítima, as oscilações climáticas pleistocênicas foram responsáveis por outros processos morfogenéticos, respondendo por depósitos correlativos distintos, comumente encontrados em cortes de talude ou "desbarrancados", associados a atividades erosivas, oferecendo importante subsídio à compreensão dos fenômenos ligados à evolução das vertentes.

Embora se registre com freqüência perfis de intemperismo relacionados exclusivamente às condições climáticas atuais, com variações determinadas pela declividade (Figs.3.9 e 3.10 ), muitos são os depósitos correlativos que preservam paleopavimentos associados à condições climáticas agressivas (Fig.3.11 ).



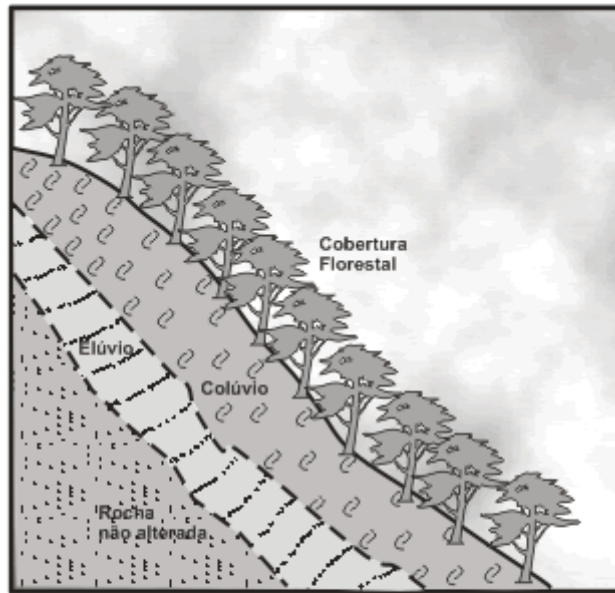


Fig. 3.9 - Perfil típico do manto de intemperismo. Sobre a rocha não alterada segue-se em transição o elúvio e sobre este o colúvio. Nas regiões de condições climáticas úmidas o conjunto é recoberto por vegetação densa do tipo florestal (Bigarella, 1994).

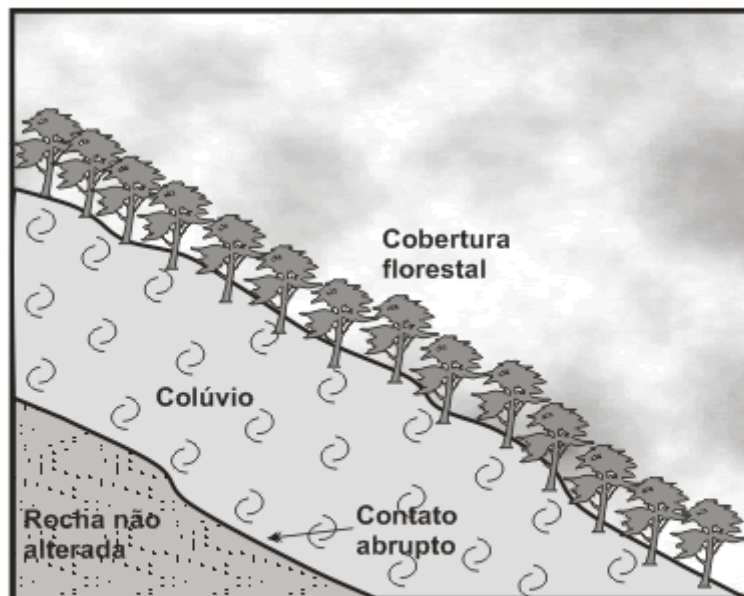


Fig. 3.10 - Em muitos lugares das regiões montanhosas úmidas o colúvio jaz diretamente sobre a rocha fresca. Neste caso o elúvio foi removido durante uma crise climática anterior. O contato abrupto entre a rocha sã e o colúvio desempenha um papel importante na instabilidade das vertentes (Bigarella, 1994).

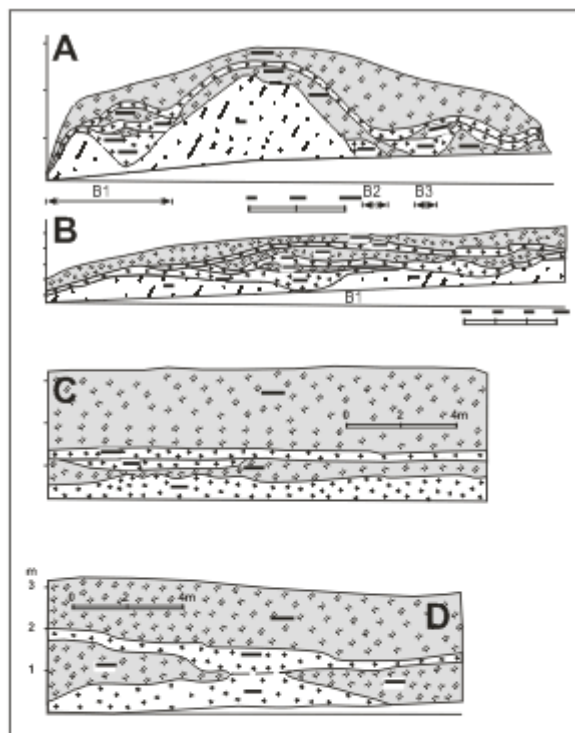


Fig. 3.11 - Cortes realizados no Km 6 na rodovia Botucatu - Brusque, SC. As camadas de colúvio e as linhas de pedra jazem em inconformidade erosiva (II) sobre xistos alterados *in situ*. As linhas de pedras (III) e (V) são constituídas de seixos, blocos e pequenos matacões eventuais. A linha de pedras de espessura e dimensões menores possui fenoclastos de quartzo subarredondados com dimensões máximas de 15x10cm. Nas linhas de pedras também são encontrados fragmentos de xisto alterado. Nas camadas de colúvio (IV, VI e VIII) ocorrem seixos esparsos de quartzo e de xisto alterado. Os diferentes horizontes de linhas de pedras juntam-se em determinados locais em subsuperfície devido a processos erosivos que atuaram sobre a camada coluvial. Nas linhas de pedras encontram-se bolsões lenticulares que afinam lateralmente. Os bolsões de fenoclastos são devidos, em parte, à ação do escoamento pluvial concentrado com remoção do material fino. A continuidade espacial das linhas de pedras foi interrompida pela dissecação vertical do terreno (Bigarella, 1994).

Por elúvio entende-se o material alterado por intemperização química que permanece *in situ*, formando normalmente contato gradacional com a rocha subjacente. Muitas vezes o elúvio se constitui num manto bastante decomposto quimicamente, podendo encontrar-se preservada a estrutura original da rocha.

Colúvio refere-se ao material detrítico proveniente de locais topograficamente mais elevados, depositado em situação morfológica apropriada, como seções embaciadas, associado a processo de transporte. Tais depósitos podem corresponder ao resultado da movimentação do elúvio. Trata-se, portanto, de material que foi produzido a montante, transportado por processos comandados pela ação da gravidade. Geneticamente, colúvio é definido como sendo material transportado em conjunto pelo escoamento superficial ou pela ação da gravidade, ao longo da vertente, até o seu sopé, onde normalmente assume maiores proporções, quando não é trabalhado ou retirado por outros processos, como o fluvial. No sentido descritivo, corresponderia aos materiais que descem a encosta. Os colúvios são pouco estratificados ou não apresentam estratificação, sendo facilmente diferenciados dos solos originais (alterados *in situ*), algumas vezes facilmente identificados pela existência de paleopavimentos que os separam dos materiais subjacentes.

O emprego do termo paleopavimento tem por objetivo diferenciar o material elaborado e depositado em condições pretéritas, em relação aos depósitos ou alterações relacionadas ao intemperismo atual. Bigarella & Ab'Sáber (1964) conceituam paleopavimento "como um horizonte guia, de extensão apreciável em todo Brasil, separando os eventos pré-pavimentação daqueles pós-pavimentação, além de documentar a última fase seca, que teve lugar de forma ampla em quase todo o país". Bigarella et al, 1994, alegam estar o paleopavimento soterrado por material originado num clima úmido posterior, subatual e atual, "sobre o qual desenvolveram-se as pujantes florestas tropicais e subtropicais do Brasil leste e meridional".

No exemplo acima (Fig. 3.11) a rocha alterada *in situ* é recoberta por cascalho ou colúvio, representando um nível de erosão antigo, que por sua vez é inumado por material proveniente de montante, com superposição de nova linha de pedras em *bolsões* laterais. A colonização por microorganismos do depósito de cobertura recebe o nome de colúvio pedogenizado, dando sustentação ao desenvolvimento de vegetação.

A planície aluvial, elaborada por ação fluvial (processo de meandração em condição interglacial, com possibilidade de alargamento do leito por recuo paralelo de vertentes em condição glácio-eustática), pode encontrar-se preenchida por depósitos aluviais atuais inumando cascalheiras associadas à morfogênese mecânica. Trata-se de materiais diferentes dos pedimentos ou paleopavimentos localizados nas vertentes, por terem normalmente sido trabalhados pelo próprio sistema fluvial. Enquanto os paleopavimentos de vertente apresentam características angulosas, por terem sido elaborados em condição climática seca (resultante da desagregação mecânica) e geralmente pouco transportados, os inumados pelos sedimentos aluviais holocênicos normalmente encontram-se arredondados ou subarredondados, em consequência do transporte fluvial (rolamento ou saltação). Ambas as formas significam que os detritos foram depositados em condições climáticas agressivas, e com o retorno ao clima úmido, foram inumados, fossilizados, constituindo testemunhos das alternâncias climáticas na área.

Bigarella & Andrade (1965), ao tratarem das condições climáticas que deram origem aos paleopavimentos pleistocênicos consideram não terem sido tão severas ou tão extensas como aquelas que originaram os pediplanos ou pedimentos. Atentam para a possibilidade de ter existido mais de uma fase de formação de paleopavimentos, salientando ser o aspecto atual evidência do resultado de retrabalhamentos sucessivos dos seixos em várias fases secas. Bigarella et al (1994) apresentam esquema sobre a origem dos paleopavimentos múltiplos (Fig.3.12), observando que após a formação do segundo nível segue-se nova deposição de colúvio, o que é indicado pelo limite abrupto entre os colúvios inferior e superior. Quando o colúvio é pobre em material detrítico mais grosseiro, como o quartzo, a separação torna-se pouco clara, dada a ausência de um bom indicador.

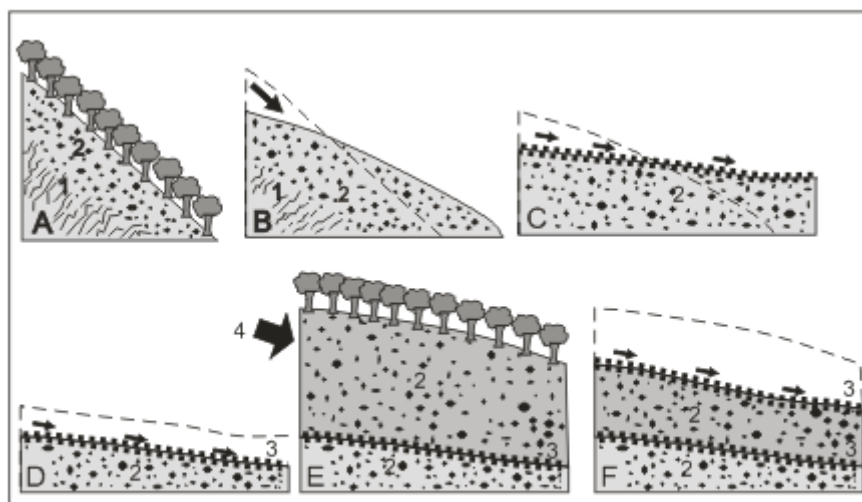


Fig. 3.12 - Origem dos paleopavimentos. **A**- Vertente coberta de vegetação florestal (condições climáticas úmidas); o manto de intemperismo abrange o elúvio "2". **B** - Transição climática para o seco ou para o semi-árido; rarefação ou eliminação da cobertura florestal expõe o solo à erosão, principalmente pelo escoamento superficial laminar, eliminando o material fino e deixando um depósito residual grosso, geralmente rudáceo (diagrama **C**). **D** - O processo continua removendo os finos e aumentando a espessura dos grosseiros. Subseqüentemente, pode ocorrer uma mudança climática para o úmido com o retorno do intemperismo químico das rochas e desenvolvimento de novo manto de alteração. **E** - A linha de pedras "3" foi recoberta por um novo colúvio resultante de um movimento de massa procedente de montante, isto é, de áreas mais elevadas da topografia "4". **F** - Transição climática para o seco; repetição do processo de remoção dos finos e concentração de cascalho residual (Bigarella, 1994).

Na representação correspondente à origem dos paleopavimentos ( Fig. 3.12 ) constata-se a seguinte evolução descrita pelos autores:

A – vertente coberta de vegetação florestal (condição climática úmida) onde o manto de intemperismo abrange o elúvio " 2" ;

B – transição climática para o seco ou semi-árido, com rarefação ou eliminação da cobertura florestal expõe o solo à erosão, principalmente pelo escoamento superficial laminar, retirando o material fino;

C – com eliminação do material fino, em condição seca ou semi-árida, destaca-se a presença de um depósito residual grosso, geralmente rudáceo;

D – o processo de escoamento superficial continua removendo os finos e aumentando a espessura dos grosseiros, podendo, subseqüentemente, ocorrer mudança climática para o úmido, com retorno ao intemperismo químico das rochas e desenvolvimento de novo manto de alteração;

E – a linha de pedra " 3" foi recoberta por um novo colúvio resultante de movimento de massa procedente de montante (área topograficamente mais elevada " 4" );

F – transição climática para o seco, com repetição do processo de remoção dos finos e concentração de cascalho residual.

Ab'Sáber (1968), na tentativa de classificação das feições geomórficas e depósitos quaternários no Estado de São Paulo, denomina os paleopavimentos mais recentes de *stone-lines*, como depósitos inunados por colúvios holocênicos, entendidos como depósitos de cobertura, o mesmo evidenciado nas planícies alveolares de formações recentes (planícies aluviais). Os “baixos terraços”, o reafeiçoamento de vertentes, os diferentes níveis de pedimentação e os grandes alvéolos pedimentados são classificados como pleistocênicos. Bigarella & Andrade (1965) admitem uma idade maior para os paleopavimentos, sendo os mais antigos correspondentes à primeira fase glácio-eustática pleistocênica referentes a depósitos associados às fases secas, com sucessivo retrabalhamento do material, “não distinguível estratigraficamente”.

Bigarella et al (1994) apresentam farto material sobre depósitos correlativos, com importante contribuição ao entendimento genético e características texturais. Para uma melhor compreensão do estudo da estrutura superficial, serão apresentados alguns conceitos consagrados na literatura geomorfológica:

**Depósitos de cobertura:** são formações detríticas, de origem coluvial ou elúvio-coluvial, presentes nas regiões tropicais úmidas, “que acompanham todas as irregularidades principais da topografia das vertentes e dos interflúvios mais baixos ou rebaixados, atingindo todos os níveis e patamares de relevo mais recentes do território (...) incluindo-se até mesmo o dorso dos baixos terraços fluviais que ladeiam descontinuamente as atuais planícies de inundação” (Ab'Sáber, 1968). Observa o autor que os depósitos de cobertura mais recentes são tipicamente formações designadas de “edafo-pedogênicas” nos códigos estratigráficos.

**Planície de inundação meândrica:** refere-se a depósitos aluviais, holocênicos ou subatuais, relacionados tanto à elaboração das superfícies alveolares a partir de processo de meandração, como a transbordamento fluvial em relação ao leito maior, por ocasião dos fenômenos de enchentes. Para Ab'Sáber (1968), existem diferenças ponderáveis “entre a sedimentação flúvio-aluvial da base das planícies de inundação (...) quando cotejados com os sedimentos aluviais finos, da área superior de aluviação em processo”, denominados de *back swamps*. A “caixa”, correspondente à planície de inundação, também conhecida como planície de conformação alveolar, resulta tanto do trabalho evorsivo identificado nas margens côncavas dos meandros, como por alagamento local dos vales, associado ao recuo paralelo de vertentes por ocasião das fases glácio-eustáticas. Em tais circunstâncias podem existir “baixos terraços” (veja adiante) embutidos descontinuamente em flancos dos alvéolos, tornando-se possível a identificação cronodeposicional.

**S tone lines ou paleopavimentos:** referem-se à forma de ocorrência de depósitos subsuperficiais rudáceos transportados em condições torrenciais dos climas secos, como aqueles relacionados à última fase glacial pleistocênica, podendo estar associados a sucessivos retrabalhamentos do material (Bigarella & Andrade, 1965). Ab'Sáber (1968) descreve as *stone-lines* como depósitos de vertentes associados à morfogênese mecânica, constituindo sempre “o saldo detrítico mais grosso e pesado que estava em trânsito para os talwegues, e que foram interrompidos em sua marcha, vertente abaixo, pelo retorno das condições climáticas morfogenéticas ou pedológicas relacionadas a uma morfogênese química e biogênica. Nesse sentido, aquilo que estava se deslocando lentamente, por gravidade e ação das enxurradas, devia ser um tipo de ‘chão pedregoso’ intertropical ou subtropical, reportando-nos apenas ao que conhecemos do caso brasileiro”. Considera como principais fontes de fornecimento das *stone-lines* os fragmentos de “cabeças” de diques de quartzo, fragmentos de quartzo intercalados em xistos, como evidenciados no Grupo Araxá, em Goiás, seixos provenientes do retrabalhamento de cascalheiras de terraços fluviais, seixos de velhas gerações, intraformacionais, fragmentos de calhaus de crostas ou horizontes de limonita, fragmentos de geodos ou pseudo-seixos de pequenos geodos de sílica, ágata ou calcedônia, além de fragmentos de antigas cornijas ou outros tipos de afloramentos rochosos.

**Baixos terraços:** referem-se a depósitos normalmente associados a fundos de vale, “de origem climática, inteiramente relacionados às condições hidrodinâmicas e morfogenéticas suficientes para criar calhaus e fragmentos, trabalháveis pelos rios, a curto e médio espaço de transporte. Variando de subarredondados a subangulosos, os seixos de tais depósitos estão relacionados quase sempre a um transporte relativamente curto, predominando distâncias que vão de 15 a 50 km ...” (Ab'Sáber, 1968).

**Pedimentos detríticos:** referem-se a detritos resultantes do processo de pedimentação, ou seja, recuo paralelo de vertentes em condição climática agressiva (clima seco), cuja duração e extensão são responsáveis pelo desenvolvimento de níveis erosivos, concordantes ou não, aos depósitos subjacentes. Referem-se, portanto, a eventuais depósitos associados ao recuo paralelo das vertentes determinado pela morfogênese mecânica. A desagregação mecânica ao longo do tempo geológico responde pela formação de uma superfície erosiva que, se estiver discordante do material subjacente, com presença de detrito, e recoberta por seqüência coluvial subsequente, pode ser visualizada e individualizada nas suas sucessividades. Guerra (1993) atribui a gênese dos pedimentos a paleocanais que “fazem lençol à semelhança de um grande leque, logo na saída da montanha. Todavia esta zona de lençol de detritos será aplainada e constituirá o chamado *glacis d'érosion*. Esse material será assim transportado mais para baixo, dando origem a uma planície de aluviões chamada de *bajada* ou de *glacis de sédimentation*. Nessas planícies de *bajadas* podem se encontrar depressões, onde se acumulam água de caráter permanente ou temporário, denominadas de *playas*”.

**Superfícies de aplainamento ou de erosão:** corresponde a “uma topografia mais ou menos plana, resultando de um trabalho prolongado da erosão, em condições tectônicas e climáticas estáveis” (Archambault et al, 1967).

Os avanços com relação aos estudos de aplainamento demonstram possibilidade de reajustamento isostático em uma mesma fase de elaboração climática, proporcionando a diferenciação de níveis, dependendo da ação tectônica (veja sistema de referência de King no capítulo 1). Encontram-se associadas a processo de pediplanação, em fase climática seca. Os autores concluem que “uma superfície de aplainamento constitui uma etapa importante na história do relevo. Ela marca o fim de uma longa evolução e pode constituir o ponto de partida de uma nova etapa do aparecimento de formas após o desencadeamento de uma nova onda de erosão”. Além do comportamento topográfico, outros argumentos contribuem para a caracterização de uma superfície de aplainamento, como: independência da topografia em relação à estrutura, seja ela friável ou resistente; testemunhos de uma cobertura discordante sobre a rocha subjacente; e testemunhos de uma evolução exposta sob forma de paleossolos.

Como exemplo, apresentam-se perfis esquemáticos da evolução das formações superficiais no município de Atibaia (Fig. 3.13 ), produzidos por Carvalho & Rota (1974). Os autores alertam para o fato de que o esboço esquemático mostra apenas uma seqüência de eventos, sem nenhuma conotação de idade.

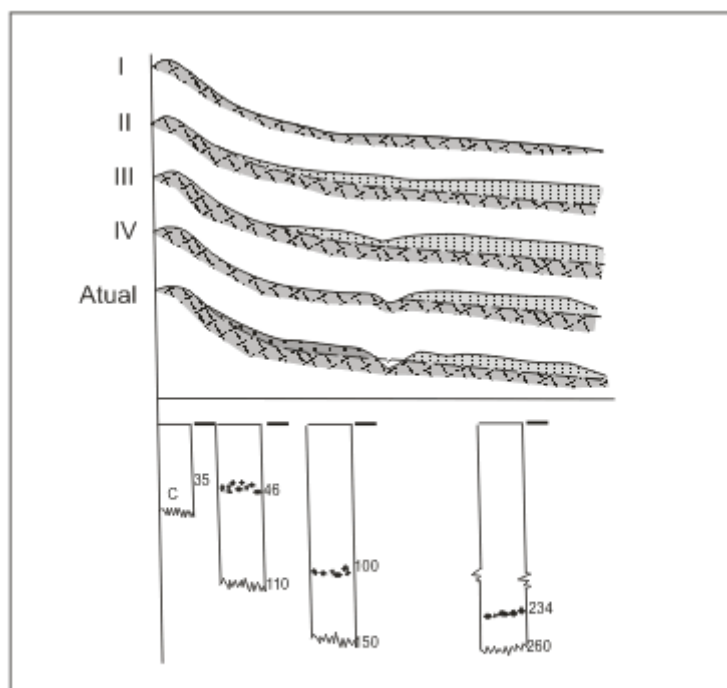


Fig. 3.13 - Esboço esquemático da evolução da topografia e das formações superficiais, aparecendo ainda os perfis esquemáticos das várias formações (Carvalho & Rota, 1974).

Numa fase inicial a elaboração da superfície pedimentar (nível 1, fase I), ocorrendo a seguir a deposição de material detrítico de cobertura (nível 2, fase II), que poderia ou não ser depósito correlativo da superfície inicial. Trata-se de esquema típico proposto por Ruhe (1960), a partir do qual teriam se desenvolvido as superfícies do município. A fase seguinte encontra-se caracterizada pelo retrabalhamento das superfícies anteriores e remoção progressiva do material detrítico nas partes mais íngremes do relevo (Fase III). A fase IV corresponde ao final do entalhe com elaboração do nível 1, que poderia ser resultante de exumação. O nível 2, na seção mais suave, teria sido preservado, pelo menos em parte, provavelmente em função de sua maior espessura e posição topográfica. Na fase final (atual), teriam ocorrido depósitos por processos de transporte por coluvionamento de vertentes, com conseqüente elaboração do nível 5.

#### b) Evolução das vertentes no Pleistoceno

Para se ter uma idéia do processo evolutivo relacionado às oscilações climáticas registradas no Pleistoceno, apresenta-se a seguir, esquema ( Fig. 3.14 ) idealizado por Bigarella & Becker (1975) para a Formação Itaipava (vale do Itajaí-Mirim, SC):

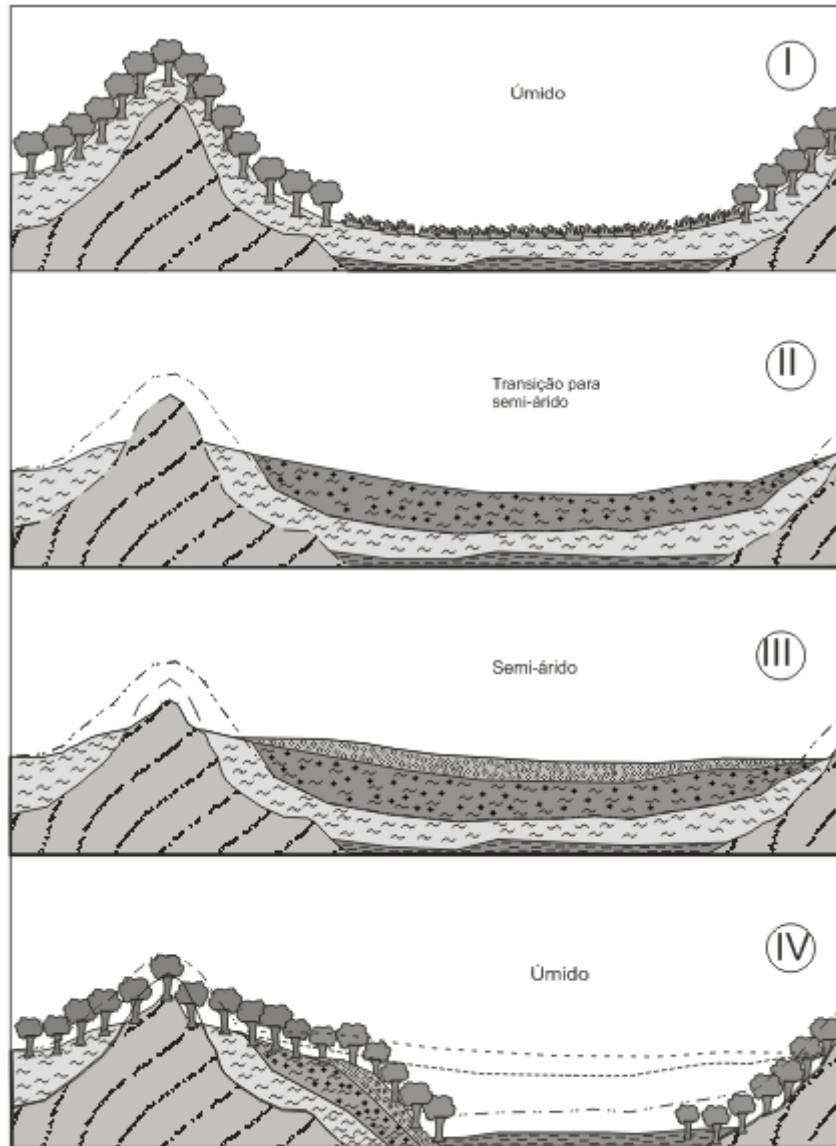


Fig. 3.14 - Evolução de uma seção morfológica proposta por Bigarella & Becker (1975), evidenciando as diferentes seqüências cronodepositivas.

I - Na fase climática úmida tem-se o espessamento dos depósitos de cobertura e aluviamento do fundo do vale. Prevalcem formas convexas recobertas pela vegetação:

II - Na transição do clima úmido para semi-árido verifica-se o desaparecimento da cobertura vegetal, com a retirada do material decomposto das partes mais elevadas pelas atividades torrenciais, com conseqüente colúvionamento do fundo do vale (material elaborado na fase climática úmida anterior). O colúvio em questão sotopõe os depósitos de cobertura da fase anterior;

III - Na semi-aridez, a desagregação mecânica provoca o recuo paralelo da vertente estrutural e a pedimentação da superfície, inumando os colúvios antecedentes. Aqui os pedimentos detríticos recobrem os colúvios da fase antecedente;

IV - Em nova fase úmida, a incisão da drenagem promove a retirada dos depósitos correlativos em função da reelaboração do vale, parcialmente testificado na vertente. As novas condições climáticas proporcionam desenvolvimento da pedogênese com a reinstalação da cobertura vegetal.

Durante o Pleistoceno, as oscilações climáticas determinaram as diferenças dos depósitos correlativos, onde se alternam materiais decompostos e materiais detríticos, como as cascalheiras que caracterizam os pedimentos, *stone-lines* ou ainda "baixos terraços", bem como suas derivações, considerados paleopavimentos. Esses depósitos geralmente se encontram colúvionados ou aluviados por materiais relacionados ao clima úmido,

podendo encontrar-se em processo de reentalhamento da drenagem, responsável por suas exumações, ou a processos associados a atividades antropogênicas (ação do homem), como o desmatamento, que pode ocasionar escoamento laminar ou concentrado, com conseqüente mobilização de cascalhos que se encontravam fossilizados.

No Holoceno, com o retorno ao clima úmido, assim como nas condições interglaciais, o predomínio do intemperismo químico responderá pela atividade de decomposição das rochas ou formação de depósitos que poderão chegar a futuras formas residuais. Desse modo, tem-se o entalhamento da drenagem com respectivo coluvionamento, resultante do processo de decomposição nas fases úmidas, e o predomínio da morfogênese mecânica com a elaboração de cascalheiras, nas fases semi-áridas ou secas. O grau de aridez assim como sua duração, são responsáveis pela intensidade da morfogênese mecânica, que pode variar de simples reafeiçoamento de vertentes, com pedimentação, até extensos pediplanos, como os relacionados às superfícies erosivas de cimeira do ciclo Sul Americano de King (1956).

Para ilustrar esse mecanismo, foram utilizados esquemas apresentados por Bigarella et al (1965), dando ênfase à evolução dos vales fluviais, considerando a sucessão das fases climáticas pleistocênicas ( Fig. 3.15 ).

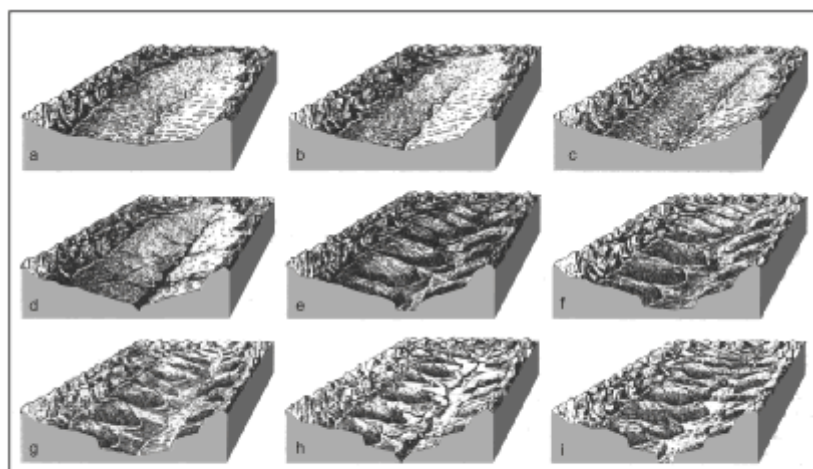


Fig. 3.15 - Modelo evolutivo dos vales fluviais considerando a sucessão de fases de climas úmidos e secos ao longo do Quaternário (Bigarella et al, 1965).

a) Formação de extenso aplainamento intermontano por processo de pediplanação, sob condição climática semi-árida;

b/c) Reafeiçoamento da superfície aplainada por ligeiro abaixamento do nível de base da erosão local, decorrente de curtas flutuações climáticas (passagem do clima seco ao úmido);

d) Dissecação generalizada da paleotopografia, em condições climáticas úmidas;

e) Alargamento, aluvionamento e coluvionamento dos vales, acelerados por flutuações climáticas (na direção do clima seco dentro do clima úmido);

f) Desagregação lateral e formação de superfície pedimentar dentro do clima semi-árido;

g) Reafeiçoamento da superfície do pedimento por ligeiro rebaixamento do nível de base local do escoamento, decorrente de pequenas flutuações climáticas (para o clima úmido dentro do clima semi-árido);

h) Dissecação generalizada da topografia em função do domínio úmido;

i) Alargamento e entulhamento dos vales dentro da época úmida, devido essencialmente a flutuações episódicas para condições mais secas.

O clima árido ou semi-árido contribui para a evolução “horizontal” da paisagem, por meio do recuo paralelo das vertentes, alargando vales, como as calhas aluviais atuais, ou processando a destruição de formas elaboradas nos climas úmidos, chegando à condição de aplainamento extensivo, quando prevalece o clima seco por um longo tempo geológico. O clima úmido é responsável pela evolução “vertical” do relevo, promovendo o entalhamento da drenagem, que apresentará variação em relação à intensidade dos esforços tectônicos



(compensações isostáticas, fenômenos epirogênicos ou orogênicos) ou da própria erosão remontante em função do gradiente do canal.

As alternâncias climáticas, mecanismos morfogenéticos e depósitos correlativos regionais associados ao Terciário e Quaternário foram apresentados anteriormente ( Tab. 2.2 ), observando que, enquanto a morfogênese mecânica normalmente implicava discreta pedimentação, a morfogênese química respondia por processo de incisão da drenagem e coluvionamento de soleiras locais. No Terciário, a maior duração da morfogênese mecânica proporcionou o desenvolvimento de superfícies erosivas (processo de pediplanação).

Levando-se em consideração a intensidade e freqüência de uma ação morfogenética definida, admite-se uma tendência gradativa ao estabelecimento de um equilíbrio, denominado "morfoclimático". Esse equilíbrio refere-se à elaboração de formas comandadas por processos morfogenéticos específicos.

Pela observação de um conjunto de formas com respectivos depósitos correlativos, associados a determinado clima, tem-se o equilíbrio morfoclimático atingido. Para que esse equilíbrio ocorra, há necessidade de um tempo de ação prolongada sob determinado processo morfogenético, que apresentará variação em função da freqüência dos componentes climáticos. Assim, quanto maior a intensidade de determinada forma de intemperismo, ligada aos demais componentes processuais, maior a evolução ou ajustamento das formas a tais efeitos. Como exemplo, num clima úmido, a densidade de drenagem reflete no grau de dissecação das vertentes, tendendo a elaboração de formas convexas. Já num clima sub-úmido, considerando a mesma situação tectônica, o ajustamento das formas dependerá de um tempo maior.

Alterando as condições climáticas, num tempo relativamente mais curto que aquele gasto para se obter o equilíbrio morfoclimático, ocorrerão transformações começando com as fitogeográficas. Assim, no domínio do clima úmido, a vegetação identificada basicamente por Formações Florestais, gradativamente vai sendo substituída por espécies xeromórficas, como a do tipo Cerrado, à medida que o clima vai se tornando mais seco. O ajustamento da fisionomia vegetal à condição climática é justificado pelo conceito de "clímax". Sob clima úmido, a evolução morfológica tende ao processo de convexização das vertentes, enquanto o intemperismo químico resultante, bem como a colonização de micro organismos, responderão pela prévia elaboração pedogênica, com conseqüente revestimento florestal, que em condições estáveis caracteriza o "equilíbrio geocológico".

### 3.2.2. Exemplos de depósitos correlativos

Alguns exemplos de depósitos correlativos no Estado de Goiás serão apresentados. Foram escolhidos em função das características específicas, sendo um referente ao processo de pediplanação (exemplo "c") e os demais (exemplos "a" e "b") concernentes a processos de vertente (paleopavimentos) associados aos sistemas fluviais, relacionados às últimas fases glácio-eustáticas.

#### a) Perfil de estrutura superficial na GO-020 – Goiânia-Bela Vista-GO

O primeiro exemplo de depósito correlativo refere-se às formas mais comuns de depósitos quaternários evidenciados na região. Os depósitos colúvio-aluviais regionais caracterizam-se por apresentarem, de baixo para cima, uma base conglomerática, uma zona intermediária concrecionária e uma zona superior laterizada, ou seja, uma cobertura coluvial pedogenizada (Latossolo). Geralmente encontram-se localizadas em áreas de declives suaves, próximas ao topo dos interflúvios, e constituem as acumulações popularmente conhecidas como "cascalheiras". Ianhez et al (1983) consideram o exemplo apresentado como uma das melhores exposições destes depósitos ao longo da rodovia GO-020 (trecho Goiânia-Bela Vista de Goiás). Localizada à margem direita do rio Caldas, com mais de 200 m de extensão, tem-se a presença de formação superficial recoberto discordantemente micaxistos do Grupo Araxá, em processo de intemperização. "A base da formação é um conglomerado lenticular, com espessura máxima da ordem de 2 m, constituído por seixos, blocos e matações de arredondados a angulosos, de vários tipos de rocha, dispersos em matriz argilo-arenosa, localmente com cimento ferruginoso. A fração rudácea é composta principalmente por fragmentos de quartzo, quartzito puro, quartzito ferruginoso e rocha cataclástica, além de algumas concreções limoníticas, as quais são mais freqüentes em direção ao topo. A zona intermediária, também com espessura variável (até 0,5 m), é representada por uma concentração de concreções limoníticas do tipo pisolito, de dimensões centimétricas. Estas concreções tornam-se escassas no sentido do topo, onde domina fração argilo-arenosa, constituindo um solo de coloração castanho-avermelhada, ferruginoso. Este solo corresponde à zona superior do depósito e tem nos cortes uma espessura variável de 1 a 5 m, aproximadamente".

O perfil esquemático local (Fig 3.16) apresenta duas seqüências de paleopavimentos distintos: uma primeira, assentada diretamente sobre a rocha alterada *in situ* (micaxisto), representada por seixos, blocos e matações, de arredondados a angulosos, envolvidos por matriz argilo-arenosa, com nítida relação fluvial, e uma segunda, denominada de fração rudácea, composta de fragmentos ou nódulos de quartzo e quartzito puro ou ferruginizado, com presença de concreções limoníticas. As concreções limoníticas recobrem parcialmente uma seqüência argilítica que se encontra assentada sobre os seixos (conglomerado lenticular). Por último prevalecem os colúvios pedogenizados. Os conglomerados subovalados e subarredondados caracterizam-se

principalmente por ortoquartzitos, com espessura inicial de aproximadamente 1 m , chegando a poucas dezenas de centímetros em direção ao topo do perfil, com diâmetro variando de 2 a 10 cm . O pavimento detrítico que recobre parcialmente, tanto a seqüência dos seixos como o depósito argilítico, caracteriza-se por nódulos de quartzo e quartzito, angulosos ou subangulosos, ferruginizados, com espessura que chega a 0,50 m , e diâmetro dos agregados entre 0,5 a 2,0 cm . O material coluvial, que por longa extensão representa os Latossolos Vermelho-Amarelo distróficos, localmente apresenta textura argilo-arenosa, laterizada, com espessura inicial de aproximadamente 4 m , estreitando-se gradativamente à medida que a camada conglomerática se dirige ao topo do perfil. O micaxisto alterado *in situ* apresenta evidências de dobras, com planos de xistosidade em torno de 45 ° NW, e veios de quartzo leitoso concordantes ou subconcordantes aos referidos planos. No ponto observado o micaxisto chega a aparecer na superfície, em decorrência de processo erosivo superficial, com ocorrência de solo autóctone. Para se entender a gênese desse depósito correlativo torna-se necessário estimar pelo menos quatro momentos climáticos diferenciados:

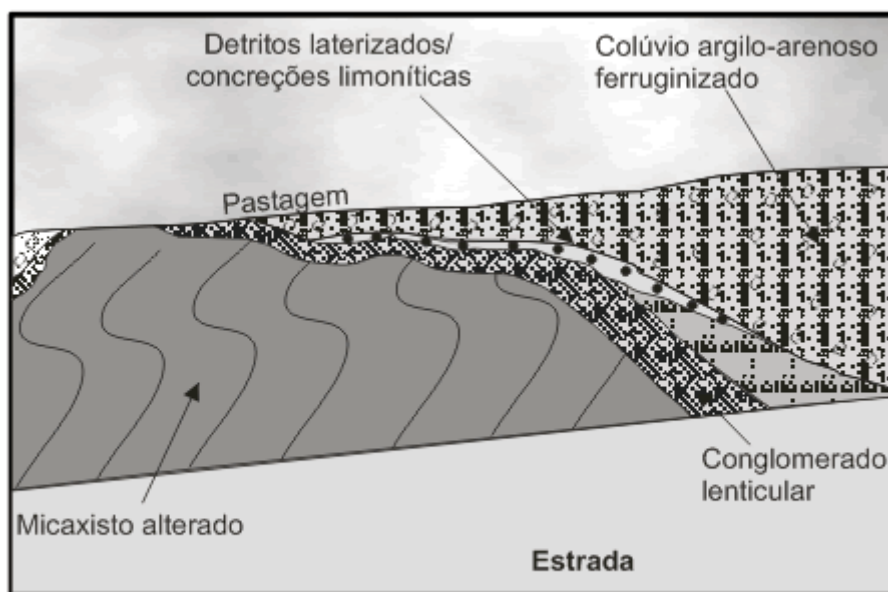


Fig. 3.16 - Estrutura superficial GO 020 (Goiânia/Bela Vista, margem direita do ribeirão Caldas).

I – passagem de um clima úmido (interglacial *Mindel-Riss* ) para o seco (glacial *Riss* ), quando os seixos transportados e trabalhados pelo sistema fluvial na fase úmida ficaram abandonados no leito remanescente. A presença de matriz argilo-arenosa envolvendo o conglomerado encontra-se relacionada ao material intemperizado por ocasião do clima úmido antecedente, transportado na fase transitória pelas típicas torrencialidades pluviométricas. Observa-se que não são registradas, localmente, evidências de depósitos relacionados à fase glacial *Riss* , o que pode ser atribuído tanto a uma eventual incipiência morfogenética como à ação erosiva subsequente, responsável pela retirada local de algum testemunho;

II – retorno à fase climática úmida ( *Riss-Würm* ) com ambiente flúvio-lacustre, o que explica a presença de depósito argilítico recobrindo os seixos dispostos na fase anterior. A seqüência pelítica, além de caracterizar fornecimento contínuo de sedimento durante a fase de deposição, mostra ainda certa aquiescência das águas, que pode ser interpretada como fase transitória para um clima mais seco ou tendendo a seco. Atualmente esse depósito encontra-se parcialmente mosqueado, com precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, sobretudo ao longo das gretas de contração. O depósito encontra-se associado ao possível estágio final do clima úmido, onde a aquiescência das águas, determinada pela redução gradativa do nível lacustre, permitia o acamamento de material pelítico (transição do clima úmido *Riss-Würm* para o seco *Würm* );

III – fase climática seca ( *Würm* ), onde a desagregação mecânica já se fazia presente, com deposição da fração rudácea correspondente a fragmentos de quartzo e concreções limoníticas. O material associado ao recuo paralelo de vertentes é proveniente da desagregação de micaxisto, localizado a montante, importante fonte de quartzo (filonamentos ou veios existentes na rocha) e mesmo quartzito (afloramento evidenciado mais acima – em torno de 2.700 m do ponto analisado, intercalado aos xistos). A presença de concreções limoníticas encontra-se associada a bancadas ferruginosas (testemunhos de pediplanação) existentes a montante da área de contribuição, desagregadas pela ação do intemperismo. Ainda hoje é possível constatar a existência de concreções ferralíticas no topo interfluvial, localizado na margem direita do rio Caldas, na própria GO- 020, a aproximadamente 3 km do depósito em análise. Esse material pode ser evidenciado ainda na extensa vertente rampeada que tem como nível de base o rio Caldas (em torno de 1.400 m acima do perfil em questão), atualmente também inumado por colúvio pedogenizado. Moraes Rego (1933) constata que “ao longo dos cursos d’água mais importantes observam-se depósitos elevados sobre o nível atual das águas, mesmo nas maiores enchentes. São terraços fluviais”. Esses depósitos “consistem em areias e argilas e, por vezes, cascalho grosso.

A consistência é pequena. As cores quase sempre pálidas: parda, amarela ou vermelho esbatido” (Moraes Rego, 1937-41);

IV – retorno ao clima úmido (Holoceno), constatando-se a existência de nódulos, principalmente de quartzo, presentes em colúvio de clima transicional ( *Würm* -Holoceno), demonstrando efeito de torrencialidades características da fase de consolidação climática, para em seguida, em direção ao topo, apresentar domínio de material essencialmente intemperizado (argilo-arenoso, caracterizando processo de intemperização química). Essas massas colúvias foram denominadas de “rampas de colúvio” por Bigarella & Mousinho (1965).

A posição do depósito em relação ao talvegue atual (em torno de 500 m de distância e acima de 3 m de altura) é justificada pelo possível ajustamento tectônico que Moraes Rego (1937-41) admite ter acontecido entre o *Würm* e o Holoceno, o que além de ter acentuado a elevação do depósito em relação ao nível de base atual, teria respondido por uma reorganização de drenagem em posição diferente da situação anterior. Além do soerguimento da margem direita do rio Caldas em relação à margem esquerda, criando dissimetria de vale, o ajustamento tectônico provocou aceleração da incisão da drenagem, em busca do próprio perfil de equilíbrio, e conseqüente deslocamento do curso atual.

#### b) Perfil de estrutura superficial na GO-222 – Nerópolis-Anápolis (Goialândia-GO)

O segundo exemplo de depósito correlativo refere-se ao corte de estrada na GO-222 (Nerópolis-Anápolis), nas proximidades de Goialândia, margem direita do ribeirão João Leite. Trata-se de um perfil típico de estrutura superficial, considerando que, na região, os depósitos colúvio-aluviais apresentam algumas características peculiares por incluírem estratos de sedimentos arenosos, siltsos e argilosos com intercalações conglomeráticas. Nesta região, conforme descreveram Cunha & Potiguar (1981), tais depósitos apresentam “distribuição descontínua, confinada a depressões ‘intermontanas’ e exibem variações faciológicas nos sentidos horizontal e vertical”. Assim é que, recobrando discordantemente diferentes litologias do Complexo Goiano, encontram-se depósitos, ora conglomeráticos, ora sedimentares arenosos ou siltsos ou ainda argilosos. Os conglomerados e os demais sedimentos apresentam espessuras variáveis e mostram contatos bruscos ou gradacionais entre si. Nos afloramentos mais espessos, como os verificados nos cortes da rodovia em questão (Fig.3.17. ), próximo a Goialândia (entre Nerópolis e Anápolis) os depósitos atingem em torno de 10 m de espessura. Trata-se de conglomerados dos tipos petromíticos e ortoquartzíticos, conforme a classificação de Suguio (1980). Os conglomerados petromíticos são compostos por seixos, blocos e matações (até 30 cm foram observados), angulosos e subarredondados, constituídos principalmente por quartzo e subordinadamente por quartzito, gnaisses, metabasito, dispersos em matriz microconglomerática, argilosa. “Os ortoquartzíticos contêm essencialmente fragmentos de quartzo envoltos por matriz argilo-arenosa. Os sedimentos arenosos, siltsos e argilosos apresentam colorações avermelhadas e amareladas, às vezes mosqueadas devido a concentrações de óxidos e hidróxidos de ferro. Muitas vezes estas concentrações formam lâminas onduladas sugerindo dobramentos não tectônicos. Mostram-se maciços ou estratificados, sendo que os pelíticos muitas vezes apresentam laminação plano-paralela. Em vários afloramentos com sedimentos argilosos maciços verificou-se a existência de grãos e grânulos de quartzo dispersos e fraturas conchoidais. Além dos afloramentos em cortes da rodovia GO-222, esses depósitos foram vistos também ao longo das estradas Anápolis-Ouro Verde-Petrolina de Goiás, Inhumas-Nova Veneza e Nova Veneza-Goiânia, entre outras” (lanhez et al, 1983).

O esquema representado (Fig.3.17 ) oferece uma idéia da disposição relatada, oferecendo subsídios para a compreensão da evolução do depósito. Os gnaisses alterados *in situ* encontram-se diretamente recobertos por conglomerados petromíticos e ortoquartzíticos subarredondados e subangulosos, com espessura em torno dos 0,50 m , associados a processo de transporte fluvial. Tais seqüências encontram-se inumadas por sedimentos arenosos, portadoras de grãos esferoidais, avermelhados, que chegam a quase 2 m de espessura, embora dispostos de forma irregular. De forma gradacional registra-se a presença dos depósitos siltsos, de cor amarelada, com mosqueamentos associados à concentração de óxidos e hidróxidos de ferro, com bandeamento característico de dobramentos atectônicos. Os depósitos siltsos apresentam gradação faciológica horizontal, em seção descontínua. Recobrando as seqüências siltsos ou arenosas, geralmente subjacentes, também de forma gradacional, verificam-se sedimentos argilosos, de cor amarelada e avermelhada, com as seguintes características: a) uma deposição de aproximadamente 2,80 m de argilito com estrutura poliédrica, com presença de gretas de dessecação, e b) depósito argiloso plaqueado, de estrutura laminar, evidenciando deposição plano-paralela, com espessura aproximada de 1,40 m e coloração amarelada (processo de mosqueamento). Recobrando os argilitos tem-se a presença de um pacote de aproximadamente 0,80 m de sedimentos silto-argilosos laterizados, de cor avermelhada, sotopostos por seixos subangulosos de quartzo e ortoquartzitos (angulosos), com diâmetro entre 3 a 10 cm de eixo. Inumando os seixos constata-se a presença de concreções limoníticas caracterizadas por nódulos de quartzo subanguloso a subarredondado, com diâmetro da ordem de 0,5 a 2,0 cm . Por fim, registra-se a presença de colúvio ferruginizado, com espessura aproximada de 0,50 m , de textura argilosa. O material colúvio apresenta seixos, fragmentos e grânulos polilitológicos, fracamente empacotados por material argiloso.

Com base nas seqüências observadas, infere-se a seguinte evolução para a área:

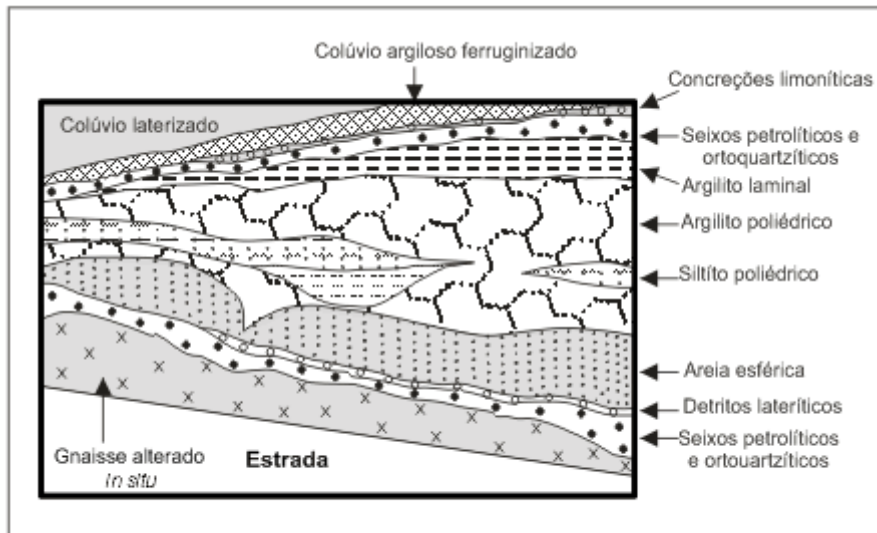


Fig. 3.17 - Estrutura superficial GO 222 (Nerópolis-Anápolis, município de Goialândia, margem direita do ribeirão João Leite).

I – transição do clima úmido (interglacial *Mindel-Riss*) para o clima seco (*Riss*), em que os seixos conglomeráticos, desarestados durante o clima úmido antecedente, por transporte fluvial, ficaram depositados ao longo do paleocurso. A presença de seixos arredondados e subangulosos evidencia processo de rolamento e saltitação durante a fase climática úmida, cuja constituição litológica pode ser justificada pelos materiais existentes na região (gnaisses e metabasitos relacionados ao Complexo Goiano). A presença de matriz argilo-arenosa na interseção conglomerática encontra-se associada ao processo de dessolagem evidenciado na fase transicional pelas torrencialidades pluviométricas;

II – fase climática úmida (interglacial *Riss-Würm*) caracterizada por ambiente flúvio-lacustre, responsável pelas deposições subseqüentes: arenosa, siltosa e argilosa. Entre as fases I e II (transição de clima úmido para o seco e para clima úmido) não foram registrados depósitos vinculados ao clima seco (*Riss*). A seqüência textural dos depósitos pode ser explicada por ambiente lacustre marginal, ou seja, conectado a processo de transbordamento do sistema fluvial, caracterizando ritmo referente ao conjunto de siltitos, argilitos e arenitos intercalados, admitindo-se a seguinte explicação para as diferenças deposicionais: a) fase de maior torrencialidade fluvial (intensificação da energia das correntes deposicionais), o que justificaria, inicialmente, a deposição dos materiais arenosos, mais pesados em relação aos sedimentos pelíticos; b) fase de aquiescência transicional, ou seja, com águas mais calmas em relação à fase anterior, o que permitiria a deposição das seqüências siltosas, e por fim; c) fase de aquiescência, caminhando para um clima mais seco, o que teria permitido deposição da seqüência pelítica, onde a disposição plano-paralela se faz presente. Recobrendo os depósitos argilosos, novas seqüências argilo-siltosas evidenciam maior turbulência das águas relacionadas às oscilações climático-processuais naturais do sistema transicional;

III – nova transição do clima úmido (interglacial *Riss-Würm*) para o clima seco (*Würm*), onde os seixos ou conglomerados subangulosos de quartzo e ortoquartzitos, trabalhados pelo sistema fluvial, clima úmido antecedente (*Riss-Würm*) ou retrabalhamento de antigas cascalheiras, foram abandonados por incompetência de transporte (redução da vazão fluvial);

IV – condição climática seca (*Würm*) quando a desagregação mecânica e o transporte torrencial contribuíram para a deposição de detritos petromífticos mais angulosos, sotopondo os seixos subangulosos subjacentes, e compondo o pacote conglomerático. A dimensão e angularidade das concreções justificam uma gênese associada ao intemperismo mecânico, com baixo deslocamento do material em relação à área fonte. A presença da limonita tanto no material depositado como no colúvio subseqüente, encontra-se associada às rochas gnaissicas ou granulíticas que integram o Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu;

V - clima úmido sub-atual e atual, responsável pelo processo de coluvionamento de material argiloso. O grau de ferruginização encontra-se determinado pela elevada concentração da limonita resultante da intemperização das rochas, sobretudo granulíticas, que compõem o quadro geológico regional.

As alternâncias climáticas pleisto-holocênicas, resgatadas através dos depósitos correlativos, testemunham que a referida vertente passou por várias formas ou ambientes até adquirir a conformação atual, a qual, com certeza, sofrerá novas alterações em função de modificações climáticas. A disposição convexa atual encontra-se vinculada à forte incisão da drenagem, provavelmente estimulada por reajustamento tectônico, com anfractuosidade mascarada pelo material proveniente de montante (colúvio pedogenizado). As derivações antropogênicas atuais (desmatamento e implantação de pastagem) contribuem para a aceleração dos

processos erosivos, podendo inclusive antecipar ações morfogenéticas específicas de ambientes transicionais (clima úmido para seco), visto que a cobertura vegetal foi retirada e o solo exposto a eventuais torrencialidades pluviométricas. Os depósitos considerados encontram-se localizados na subunidade geomorfológica denominada de "Planalto Rebaixado de Goiânia" (Mamede et al, 1983), e contribuem para a reconstrução histórica do processo evolutivo do modelado.

#### c) Perfil de superfície de erosão na GO-184 – Jataí-Serranópolis - GO

As coberturas detrito-lateríticas que coroam os topos relacionados principalmente aos pediplanos de cimeira regionais em Goiás, recobrimo indiscriminadamente diversas unidades litoestratigráficas, são entendidas como relacionadas ao Terciário Médio, associadas a aplainamentos (processo de pediplanação) e/ou fases erosivo-deposicionais como as denominadas formações geológicas terciárias. Sabe-se que para compreendê-las, quanto à gênese, tornam-se necessários conhecimentos específicos, como em paleoclimatologia, paleogeografia, paleopedologia, dentre outros, no âmbito geomorfológico.

Exemplo de tais ocorrências pode ser constatado na região de Anápolis ou Leopoldo de Bulhões, correspondentes a superfícies erosivas, seccionadas aos 1.000 a 1.100 m. Na região sudoeste tais níveis encontram-se topograficamente aos 900 a 1.000 m de altura, correspondentes à periferia da Bacia Sedimentar do Alto Paraná, como a região do Parque das Emas, reverso da *cuesta* do Caiapó, caindo gradativamente em direção ao centro da bacia, (acompanhando a grosso modo o mergulho das camadas).

Para lanhez et al (1983), as formações superficiais terciárias configuram dois tipos principais de acumulação: um geralmente caracterizado por depósito eluvial e o outro por depósito colúvio-aluvial. O primeiro refere-se a "concreções ferruginosas espessas, resistentes, que ocorrem como blocos, matacões e lajedos, constituindo crostas, que podem estar ou não inumadas por solos"; o segundo compreende fragmentos rochosos e concreções ferruginosas, de dimensões variadas, que podem estar dispersos em matriz areno-argilosa, às vezes com cimento limonítico ou silicoso e recobertos por manto coluvial, ou ainda dispostos caoticamente na superfície.

Os concrecionamentos registrados nos topos pediplanados de Anápolis referem-se ao primeiro tipo. As crostas ferruginosas encontram-se constituídas por concreções limoníticas, concrecionárias, onde se distingue material areno-argiloso associado à rocha original alterada. As concreções, na maioria arredondadas, têm dimensões centimétricas e decimétricas e quase sempre constituem agregados do tipo "canga". Apresentam espessura média da ordem de 2 a 5 m e se formam por processo de laterização. Para Penteadó (1976), tais depósitos representam "paleo-horizonte B concrecionado", desenvolvidos em condições tropicais. A autora denominou-os de "bancadas ferruginosas concrecionadas autóctones, pedogenéticas", por acreditar estarem correlacionadas a horizonte B exumado, ressecado pelo clima seco e posteriormente coluvionadas.

O exemplo esquematizado ( Fig.3.18 ) refere-se às coberturas colúvio-aluviais, encontrada na estrada (GO-184), Jataí-Serranópolis, próximo a Serranópolis, a 860 m de altura. Trata-se de nível conglomerático ondulado, correspondente a laterita concrecionada (material ferruginoso agregado por cimento limonítico-geotítico) com espessura que chega a 2,5 m, assentado sobre arenitos da Formação Botucatu, alterado *in situ*. O conglomerado encontra-se sotoposto por fragmentos limoníticos, grãos, grânulos e fragmentos de laterita e quartzo, agregados por massa areno-argilosa, também dispostos de forma irregular, com espessamento variável (em torno de 1 m). Por fim, recobrimo estes paleopavimentos registra-se a presença de cobertura detrito-laterítica, que no ponto observado apresenta mais de 6 m de espessura, aumentando progressivamente em direção ao centro da deposição. A cobertura detrito-laterítica refere-se a sedimentos argilosos na porção superior e areno-argilosos na inferior, com tonalidade avermelhada e presença de grânulos limoníticos. A seção superior do depósito encontra-se parcialmente proeminente dada a presença de matéria orgânica, caracterizando o horizonte A do Latossolo Vermelho-Amarelo. A grande espessura e extensão das coberturas detrito-lateríticas foram mapeadas na região como Formação Cachoeirinha, de idade Terciária.

Esse exemplo de estrutura superficial corresponde a uma forma de deposição mais antiga que as evidenciadas anteriormente, admitindo-se uma gênese associada à condição climática que marca a transição de clima úmido para seco, com posterior deposição relacionada a ambiente flúvio-lacustre, culminando com processo de pediplanação no Terciário Médio ou Superior. Entende-se a seguinte evolução para a área ( Fig. 3.18 ):

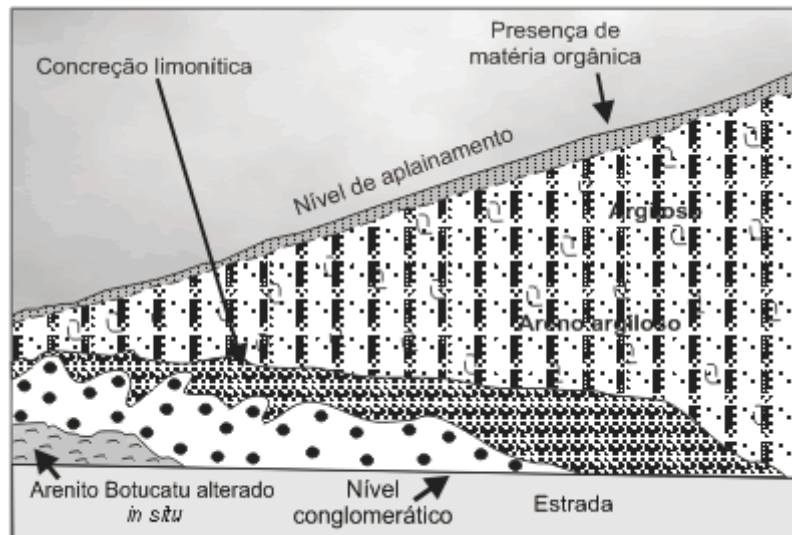


Fig. 3.18 - Superfície de erosão GO - 184 (Jataí/ Serranópolis)

I – transição de clima úmido para seco (provavelmente no Terciário Inferior) com deposição dos níveis conglomeráticos sobre os arenitos da Formação Botucatu, marcados por superfície de erosão diferencial;

II – clima seco (Terciário Médio) responsável pela gênese dos fragmentos limoníticos angulosos que inuma os conglomerados subarredondados e subangulosos;

III – clima úmido subsequente, com transição gradual, o que poderia justificar a diferença textural da cobertura detrito-laterítica, associada a ambiente flúvio-lacustre;

IV – clima seco (Oligoceno-Mioceno) responsável pelo processo de aplainamento, com truncamento altimétrico local de aproximadamente 860 m .

As alterações climáticas subsequentes, pleistocênicas, não chegaram a deixar marcas ou evidências significativas, visto que após processo de pediplanação a área teria sido epirogeneticamente soerguida, respondendo por uma condição dispersora. A preservação do testemunho de aplainamento encontra-se associada à resistência das concreções ferralíticas aos intemperismos subsequentes.

O perfil descrito encontra-se localizado na subunidade geomorfológica denominada de “Planalto Setentrional da Bacia do Paraná” (Mamede et al, 1983), que embora dissecada pelos tributários da bacia do rio Verde, mantém topos interfluviais preservados, com remanescentes de superfícies pediplanadas. Superfícies erosivas de cimeira como a exemplificada oferecem subsídios para se montar a história geomorfológica regional, que remonta pelo menos ao Terciário Médio. Depósitos correlativos pleistocênicos, provavelmente encontrados em condições altimétricas inferiores, como em seções de embutimento, complementarizam o panorama evolutivo regional.

### 3.3. Depósitos Tecnogênicos

Depósitos tecnogênicos são aqueles correlativos aos processos antropogênicos atuais ou subatuais, ou seja, produzidos pela ação do homem, quando da apropriação do relevo. Por estarem associados às transformações na escala do tempo histórico, principalmente em função do crescimento demográfico e da expansão de fronteiras territoriais, os depósitos tecnogênicos referem-se ao período que já se cogita denominar de Quinário. Para Oliveira (1995), o período Tecnógeno ou Quinário refere-se às novas coberturas pedológicas e às novas “fácies geológicas” que se encontram em processo de formação, fortemente influenciadas pela ação humana. Para o autor, a expressão antropógeno vem sendo usada por alguns estudiosos, sobretudo soviéticos, a exemplo de Gerasimov & Velitchko (1984), como uma nova fase, posterior ao Quaternário, para indicar o período geológico mais recente, marcado pela evolução e intervenção do homem. Advogam o significado do termo Tecnogênico como mais apropriado, por representar as derivações produzidas pelo ser humano, sobretudo com o advento de tecnologias capazes de impor transformações ou modificações de maiores proporções. “Quinário ou Tecnógeno, seria então, o período em que a atividade humana passa a ser qualitativamente diferenciada da atividade biofísica na modelagem da Biosfera, desencadeando processos (tecnogênicos) cujas intensidades superam em muito os processos naturais” (Oliveira, 1990). Com base em Fanning & Fanning (1989), depósitos tecnogênicos referem-se a “solos altamente influenciados pelo homem”. Apresentam uma classificação que utiliza quatro categorias principais para a diferenciação dos depósitos tecnogênicos urbanos: 1) materiais “úrbicos” (do inglês urbic) que se referem a detritos urbanos, materiais terrosos que contêm artefatos manufaturados pelo homem moderno, freqüentemente em fragmentos,

como tijolo, vidro, concreto, asfalto, prego, plástico, metais diversos, dentre outros; 2) materiais “garbicos” (do inglês garbage) que são materiais detríticos como lixo orgânico, de origem humana, e que, apesar de conterem artefatos em quantidades muito menores que a dos materiais úrbicos, são suficientemente ricos em matéria orgânica para gerar metano em condições anaeróbicas; 3) materiais “espólicos” (do inglês spoil), que correspondem a materiais terrosos escavados e redepositados por operações de terraplenagem em minas a céu aberto, rodovias ou outras obras civis. Incluem-se os depósitos de assoreamento induzidos pela erosão acelerada; e 4) materiais “dragados”, provenientes de dragagem de cursos d’água e comumente depositados em diques, topograficamente alçados em relação à planície aluvial.

De modo geral pode-se classificar os depósitos tecnogênicos em construídos e induzidos: construídos, diretos ou imediatos, são aqueles que resultam diretamente da ação antropogênica, ou seja, representam os “botaforas”, as barragens diversas, os cortes e aterros, os depósitos de resíduos sólidos, dentre outros; os induzidos, indiretos ou mediatos, somente são atribuídos à efetuação humana, resultando de atividades ligadas ao uso do solo, atividades agrossilvopastoris, atividades industriais, com alterações na cobertura vegetal, estimulando os processos erosivos, cujo resultado final é a produção de sedimentos. Um exemplo seria o assoreamento em seções de baixo gradiente, resultante da elevada carga de material em suspensão, transportada pelo fluxo pluvial para o sistema fluvial.

A título de exemplo, apresenta-se corte transversal do córrego Botafogo, em Goiânia (Fig. 3.19), elaborado por Cunha (2.000), onde se pode constatar a presença de depósitos tecnogênicos, tanto construído como induzido, inumando aluviões holocênicos.

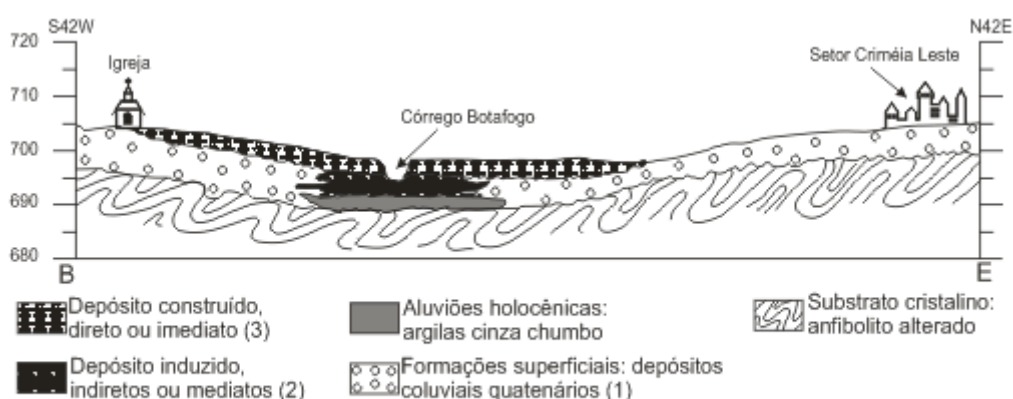


Fig. 3.19 - Corte Transversal ao córrego Botafogo, mostrando depósito tecnógeno (2 e 3) com os colúvios (1). Cunha, 2000.

Com base em levantamentos realizados pelo autor (Cunha, 2.000) na bacia do ribeirão Anicuns, imediações da Vila Roriz, foram depositados 2,9 milhões de m<sup>3</sup> de sedimentos induzidos e 2,48 milhões de m<sup>3</sup> de sedimentos construídos, o que demonstra a potencialidade “morfogenética” do ser humano em poucas décadas, equivalente a alguns milhares de anos de processos naturais, em condições de oscilações climáticas, como constatadas no Pleistoceno.

Por meio dos exemplos apresentados pode-se ter uma idéia do significado da estrutura superficial para a compreensão do processo evolutivo do relevo. Dos níveis de aplainamento, passando pelos depósitos correlativos pleistocênicos, até as formações atuais, como as planícies aluviais holocênicas ou depósitos tecnogênicos, pode-se compreender o processo evolutivo do modelado. Incorpora-se à análise, tanto os mecanismos morfogenéticos naturais, relacionados à escala geológica, como os morfodinâmicos associados às derivações antropogênicas na escala histórica.

## Notas de Rodapé

**1** McIntyre (1970), ao evidenciar o significado da doutrina do “uniformitarismo” para a Geologia, reconhece em Sir Archibald Geikie a paternidade desse “aforismo memorável”: ‘o presente é a chave do passado’, sem contudo deixar a importância de Hutton como “sintetizador científico”.

**2** A caracterização quanto a forma, dimensão, angularidade e outros parâmetros métricos dos sedimentos é feita através da análise morfológica

**3** O termo “intemperismo” é aplicado indistintamente tanto às alterações físicas quanto às químicas, a que estão sujeitas as rochas.

**4** O processo de dissolução em rochas carbonatadas é também denominada de carbonatação.

**5** Adsorção: concentração, na superfície de um líquido ou de um sólido, de moléculas de gás, líquido ou substâncias dissolvidas, as quais são mantidas em seus lugares pelas forças Van der Waals (Levorsen). Nos solos a adsorção de soluções nas superfícies e interfaces de grãos de argila permite a troca iônica – princípio da adubação química (Leinz & Leonardos, 1970).

**6** Saprofitização refere-se à intemperização das rochas *in situ*, onde a maioria dos minerais primários e produtos secundários do intemperismo, formados a partir deles, permanecem juntos, essencialmente no mesmo lugar de origem (Hurst, 1975).

**7** Essa discussão é polêmica. Basta considerar a posição de Erhart (1958), que infere a partir da existência de depósitos organógenos associados a condições biotásicas, a existência de formações florestais desde o Pré-Cambriano.

**8** O conceito glácio-eustático refere-se às implicações das glaciações no nível do mar, ou seja, com o resfriamento global, a umidade proveniente dos oceanos, precipitada sob forma sólida nas altas latitudes, implicou redução do nível marinho (eustatismo negativo). Na fase interglacial, com o aquecimento generalizado, registrava-se a fusão dos inlandsis, com elevação do nível marinho (eustatismo positivo).

## Referências bibliográficas

Abreu, A.A. de. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.

Abreu, A.A. de; Significado e propriedades do relevo na organização do espaço. Anais I Simpósio de Geografia Física Aplicada. B. Geogr. Teorética, Rio Claro, 15 (29-30):154-162, 1985.

Ab'Sáber, A. N. Uma revisão do quaternário paulista: do presente para o passado. R. Janeiro. Rev. Brasil. de Geografia 31 (4):1-51 (separata), 1968.

Ab'Sáber, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Geomorfologia. n. 18, IG-USP, S. Paulo, 1969.

Ab'Sáber, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. USP. Inst. Geogr., Paleoclimas, 3:1-19, 1977.

Archambault, M.; Lhénaff, R.; Vanney, J.R. Documents et méthodes pour le commentaire des cartes (géographie et géologie). Paris:Masson & Cie, 1967.

Aitken, M.J. Thermoluminescence Dating. London: Academic Press, 1985.

Bach, W. Trace gases and their influence on climate. Federal Republic of Germany, Natural Resources and Development, (24): 90-124, 1986.

Barbosa, G. V. Formações superficiais e geomorfologia. Síntese do Relator – Tema II. Colóquio Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e suas aplicações em regiões Tropicais. S. Paulo, vol. 1, p. 151-158, 1978 (1983).

Bigarella, J.J. Estudos preliminares na Série Açungui. II – Rochas calcárias. Arquivos de Biol. Tecnol., Curitiba, 3:201-354, 1948.

Bigarella, J.J. & Ab'Sáber, A. N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. SEIT. Für Geomorph., Berlin, 8 (3):286-312, 1964.

Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: Wright Jr., H.E. & Frey, D.G. International studies on the Quaternary. Geol.Soc. Amer., Spec. Papers, 84:433-451, 1965.

Bigarella, J.J. Andrade Lima, D.; Riehs, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. Acad. Bras. Ciências. Anais, Rio de Janeiro, 47 (suplemento):411-464, 1975.

Bigarella, J.J. & Becker, International Symposium on the Quaternary. Curitiba: UFPR, Bol. Paran. Geociên. 33, 370 p., 1975.



Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Santos, G.F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. V. I e II. Editora da UFSC, Florianópolis, 1996.

Bigarella, J. J.; Becker, R.D.; Santos, G.F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vs. 1 e 2. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 16 e 17, p. 153-198, julho de 1965.

Biot, P. Les méthodes de la morphologie. Col. Orbis, Paris:PUF, 1955 (cap. II p. 48-123).

Blackwelder, E. The insolation hypothesis of rock weathering. Amer.Jour.Sci., 26:97-113, 1933.

Bouchardet, J. Sêccas e irrigação. Solução científica e radical do problema nordestino brasileiro, geralmente intitulado "O problema do norte". Rio Branco (MG):Officinas Graphs. da Papelaria Império (2ª ed.) Coleção Mopssoroense, Série C, v. 474, 1989.

Brinkmann, R. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Stuttgart: Ferdinand Enke Veriag, 1964. Band I. 520 p.

Carvalho, A. & Rotta, C.L. Estudos das formações superficiais do município de Atibaia, SP. Boletim Paulista de Geografia, S. Paulo, (49):5-22, junho de 1974.

Cunha, B.C.C. da. Impactos sócioambientais decorrentes da ocupação da planície de inundação do ribeirão Anicuns: o caso da Vila Roriz. Dissertação de Mestrado. IESA-UFG, Goiânia, 2.000.

Cunha, B.C.C. da & Poriguar, L.A.T. Geologia do polígono Goiânia-Itaberaí-Alexânia (Folhas SE-22-XB e SE-22-XA). Relatório de viagem, operação 4073/81. Goiânia. Projeto Radambrasil, 1981. 43 p. (Relatório Interno Radambrasil, 576-G).

Damuth, J.E.; Fairbridge, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-Age aridity in tropical South America. Geol. Soc.Amer. Bull., 81(1):189-206, 1970.

Demattê. J.L.I. Processos exógenos de elaboração do relevo: intemperismo químico. In. Fundamentos de Geomorfologia, p. 63-71. Rio de Janeiro:Fund. IBGE, 1974.

De Oliveira, P.E. A palynological record of late quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil. Thesis. Ohio State Univ., 242 pp (unpublished), 1992.

Dewolf, V. Interêt et principes d'une cartographie des formations superficielles. Association des Publications de la Fac. Lettres et Sci. Hum. Univ. Caen, 181, 1965.

Erhart, H. La genèse des sols en tant que phénomène geologique. Esquisse d'une théorie geologique et geochemique:biostasie et rhexistasie. Paris:Masson et Cie, 1958.

Fanning, D.J. & Fanning, M.C.B. Solil: morphology, genesis and classification. New York:John Wiley & Sons, 1989.

Fairbridge, R.W. Eustatic changes in sea level. In:Physics and chemistry of the earth. Vol. 4, p. 99-185, 1961.

Gerasimov, I.P. & Velichko, A.A. Complex paleogeographical atlasesmonographs for the Anthropogene, and their prognostic value. In International Geological Congress, 27, Moscow. Proceedings Utrecht, VNU Science Press, v.3, p. 129-154, 1984.

Goldich, S.S. A study in rock-weathering. J.Geol. 46:17-58, 1938.

Griggs, D.T. The factor of fatigue in rock esfoliation. Jour. Geol., 44:781-796, 1936.

Grun, R. Present status of ESR-dating. Appl. Radiat. Isol. 40 (10-12):1045-1055, 1989.

Guerra, A.T. Dicionário Geológico Geomorfológico. Rio de Janeiro:Fundação IBGE, 1993, 446p.

Hurst, V.J. Mapeamento de saprolito. Tradução de J.Oswaldo de Araujo Filho. (s.e), Georgia, 1975

Hutton, J. Theory of the earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. Roy. Soc. Edinburgh, Tr, vol. 1, pt. 1, pp. 209-304, 1788.

Ianhez, A.C.; Pitthan, J.H.L.; Simões, M.A.; Del'Arco, J.O.; Trindade, C.A.H.; Luz, D.S. da; Fernandes, C.A.C.; Tassinari, C.C.G. Geologia. Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil, Ministério das Minas e Energia. Rio de Janeiro, 1983.

Ikeya, M. New applications of Electron Spin Resonance. New Jersey: World Scientific, 1993.

King, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, R. de Janeiro, 18(2):3-121, abr./jun., 1956.

Leinz, V. & Leonardos, O.H. Glossário geológico. S. Paulo:Cia. Ed. Nacional-Edusp, 1970.

Mamede, L.; Ross, J.L.S.; Santos, L.M.dos; Nascimento, M.A.S.. Geomorfologia Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, 1983.

Mason, B. Principles of geochemistry. 3. Ed. New York:Wiley, 1966.

Melfi, A.J.; Pedro, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Revista Brasileira de Geoquímica, S. Paulo, v. 7, p. 271-286, 1977.

Moraes Rego, L.F.de M.. As formações cenozóicas de São Paulo. Anuário da Escola Politécnica de São Paulo, p. 231-267, S. Paulo, 1933.

Moraes Rego, L.F.de M. A geologia do Estado de São Paulo. Boletim do DER (1937-1941). S. Paulo.

Nobre, C.A.; Matto,s L.F.; Dereczynski, C.P.; Tarasova, T.A.; Trosnikov, I. Overview of atmospheric conditions during the smoke, clouds and radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment. Journal of Geophysical Research, V. 103, n. D15, p. 19015-19033, Aug., 1998.

Oliveira, A.M.S. Depósitos tecnogênicos associados à erosão atual. In. Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 6, Salvador, 1990, ABGE, p. 411-415.

Oliveira, A.M.S. A abordagem geotecnogênica: Geologia de Engenharia no Quinário. In. Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente. DIGEO-IPT. S. Paulo, 1995, p. 231-241.

Parizzi, M.G. A gênese e a dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos palinológicos, geomorfológicos e geológicos de sua bacia. Thesis. Univ.Minas Gerais (UFMG), 55 pp. (unpublished), 1994.

Pedro, G. Principes géochimiques de la pédogenèse; incidences minéralogiques. Trans. 8 Cong.Int.Soil Sc., Bucarest III, 1087-1094, 1964.

Pedro, G. Essai sur la caractérisation géochimique dos différents processus zonaux résultat de l'altération superficielle. C.R.Ac. Sc. Paris, (262 D), 1828-1831, 1966.

Penck, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.

Penteado, M.M. Fundamentos de geomorfologia. Rio de Janeiro:Fund. IBGE, 1974, 158p.

Penteado, M.M. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos do planalto de Brasília. Notícia Geomorfológica, Campinas, 16(32):39-53, dez, 1976.

Ross, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, FFLCH-USP,n. 6. São Paulo, 1992.

Ruhe, R.V. Elements of the soil landscape. In: International Congress of Soil Science, 7th, Madison, Wis., 1960, v.4, p. 165-170.

Ruhe, R.V. Background and preparation. In. Geomorphology – geomorphic process and surficial geology. USA, Houghton Mifflin, 1975.

Salgado-Laboriau, M.L.; Casseti, V.; Ferraz-Vicentini, K.R.; Martin, L. Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B. Late quaternary vegetation and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. Australia, Elsevier Sci. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 128: 215-226, 1997.

Salgado-Laboriau, M.L.; Ferraz-Vicentini, K.R. Fire in the cerrado 32.000 years ago. Curr.Res.Pleistocene, 11:85-87, 1994.

Straknov, N.M. Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, 1967.

Suguio, K. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo:E.Blücher/Edusp, 1980, 500p.

Vianelo, R.L.; Alves, A.R. Meteorologia básica e aplicações. Viçosa: Imprensa Universitária (UFV), 1991, 449 p.