

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE FRANCISCO BELTRÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL MESTRADO

JACSON GOSMAN GOMES DE LIMA

**OCORRÊNCIA E GÊNESE DE DERRAME ALTERADO SOB ROCHA SÃ NO
PLANALTO DE PALMAS (PR)/ÁGUA DOCE (SC)**

Francisco Beltrão

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE FRANCISCO BELTRÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL MESTRADO

JACSON GOSMAN GOMES DE LIMA

**OCORRÊNCIA E GÊNESE DE DERRAME ALTERADO SOB ROCHA SÃ NO
PLANALTO DE PALMAS (PR)/ÁGUA DOCE (SC)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná como requisito a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientadora: Dra. Marga Elis Pontelli

Francisco Beltrão

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

OCORRÊNCIA E GÊNESE DE DERRAME ALTERADO SOB ROCHA
SÃ NO PLANALTO DE PALMAS (PR)/ ÁGUA DOCE (SC)

Autor: Jacson Gosman Gomes de Lima

Orientadora: Profa. Dra. Marga Eliz Pontelli

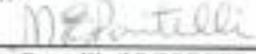
Este exemplar corresponde à redação final da
Dissertação defendida por Jacson Gosman Gomes de
Lima e aprovada pela comissão julgadora.

Data: 22/03/2013

Assinatura:



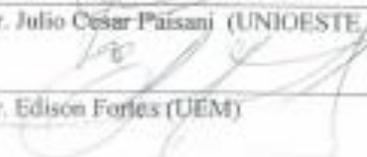
Comissão Julgadora:



Profa. Dra. Marga Eliz Pontelli (UNIOESTE - F.B)



Prof. Dr. Julio Cesar Paisani (UNIOESTE - F.B)



Prof. Dr. Edison Fortes (UEM)

Catálogo na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas - UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão

Lima, Jacson Gosman Gomes de
L732 Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sã no
planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). / Jacson Gosman
Gomes de Lima. – Francisco Beltrão, 2013.
167f.

Orientador: Prof^ª. Dra. Marga Eliz Pontelli.
Dissertação(Mestrado) – Universidade Estadual do Oeste do
Paraná – Campus de Francisco Beltrão.

1. Geologia. 2. Planalto de Palmas - Paraná. 3. Água Doce –
Santa Catarina. 4. . I. Pontelli, Marga Eliz. II. Título.

CDD – 551

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por ter me permitido realizar essa pesquisa e me dado forças nos momentos difíceis ao longo desses dois anos.

Em segundo lugar quero agradecer imensamente a minha orientadora Profa. Dra. Marga Eliz Pontelli, minha mentora nesse processo tão árduo, mas gratificante que é o mestrado.

Aos membros e amigos do Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais, citados a seguir: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani, Profa. Dra. Marcia Regina Callegari, Ms. Simone Guerra, Andressa Fachin, e especialmente ao meu colega e grande amigo Leandro Oliveira pela sua grande ajuda e companheirismo nos trabalhos de mapeamento de campo.

Aos meus amigos, os Professores Dr. Elvis Rabuske Hendges e Ms. Juliano Andres pela ajuda em questões relacionadas à geoprocessamento, principalmente na operação do Spring usado em algumas etapas dessa pesquisa.

A todos aqueles que colaboraram direta e indiretamente para a realização desse trabalho o meu sincero obrigado.

E finalmente, aqueles que sempre me deram apoio, minha família, a vocês eu serei eternamente grato.

Dedico essa obra ao grande amor da minha vida, Jooh eu te amo, para sempre.

RESUMO

Esta dissertação de mestrado apresenta o mapeamento e caracterização de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). A metodologia de trabalho para atingir tal objetivo foi conduzida em duas linhas principais, uma visando mapear o derrame alterado sob rocha sã e outro visando caracteriza-lo, em ambas empregou-se técnicas de campo e laboratório. Em campo o derrame foi mapeado percorrendo-se as estradas da área de estudo, registrando sua localização em GPS e posteriormente em *overlays* sobre fotografias aéreas em escala 1: 25.000. As informações obtidas em campo bem como as resultantes da fotointerpretação registradas nos *overlays* em laboratório foram digitalizadas com os *software* Spring 5.1 e Corel Draw X5. Como produto final obteve-se o mapa Geológico Geomorfológico da Área de Estudo no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). A partir desse mapeamento verifica-se que o derrame alterado estratigraficamente encontra-se entre dois derrames de rocha sã, de modo que sua exposição na superfície pode relacionar-se a soerguimento do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). Esse processo já foi inferido por Paisani *et al.* (2008a). Observa-se também que afloramentos desse tipo são encontrados tanto abaixo de 1200m na superfície III como acima de 1300m, superfície I de Paisani *et al.* (2008a). Isso demonstra que sua distribuição extrapola os limites do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), conferindo-lhe caráter regional. A distribuição desse derrame alterado, portanto mostra que a geomorfologia da área de estudo foi fortemente influenciada pelo lineamento tectônico do Rio Iguaçu de idade paleozoica. A análise da rede de drenagem mostra formação de curvas anômala e inversão do relevo que isolou paleocanais de 2ª ordem no divisor de águas regional Iguaçu/Uruguai. Isso provavelmente tenha se originado a partir de esforços neotectônicos. Para caracterização do derrame alterado em campo foi processada a descrição macroscópica dos materiais e coletadas amostras para análises laboratoriais em duas seções, a SS1 e a SS2. As técnicas de laboratório empregadas foram: granulometria; análise micromorfológica; mineralogia de argila por difração de raio-X (DRX) e química total por fluorescência de raio-X (FRX). A partir dos resultados de tais análise inferiu-se que o derrame alterado sob rocha sã no planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) faz parte de um sistema hidrotermal epitermal de baixa sulfetação cujo estilo de alteração hidrotermal predominante é o pervasivo e o estágio de alteração desse derrame é o propilítico. Tal derrame alterado hidrotermalmente corresponderia ao halo distal de um sistema hidrotermal maior. Na seção SS2 o mineral mais representativo é a clorita, usando esse mineral como um geotermômetro pode-se inferir que o derrame alterado nessa seção esteve sujeito a fluidos hidrotermais com temperatura acima de 300° C. Na seção SS1 o mineral mais representativo é a cristobalita. A partir da presença deste mineral infere-se que o derrame alterado esteve sujeito a fluidos de mais baixa temperatura que na seção SS2, pois tal mineral é estável na faixa de temperatura entre 100° C e 150° C, aparecendo naqueles depósitos mais afastados da fonte de fluido quente.

Palavras-chave: derrame alterado, mapeamento, Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

OCCURRENCE AND GENESIS OF ALTERED SPILL UNDER UNALTERED ROCK IN PLATEAU OF PALMAS (PR) / ÁGUA DOCE (SC)

ABSTRACT

This dissertation presents the mapping and characterization of stroke altered bedrock under the Plateau de Palmas (PR) / Água Doce (SC). The methodology to achieve this objective was conducted in two main lines, one aimed at mapping the spill changed under rock sound and other features aimed at it, it was used in both field and laboratory techniques. Field leakage was mapped covering up the roads of the study area, recording your GPS location and later in overlays on aerial photographs at scale 1: 25,000. The information obtained in the field as well as those resulting from photointerpretation registered in the overlays in the laboratory were scanned using the Spring 5.1 software and Corel Draw X5. As a final product was obtained Geological Geomorphological map of the Study Area in Plateau Palmas (PR) / Água Doce (SC). From this mapping it appears that the spill changed stratigraphically located between two strokes rock sound, so your exposure on the surface can be related to the uplift of the Plateau de Palmas (PR) / Água Doce (SC). This process has been inferred by Paisani et al. (2008a). It is also observed that outcrops of this type are found both beneath the surface 1200m 1300m III as above surface I of Paisani et al. (2008a). This demonstrates that their distribution beyond the limits of the Plateau de Palmas (PR) / Água Doce (SC), giving it a regional character. The distribution of this spill changed therefore shows that the geomorphology of the study area was strongly influenced by tectonic lineament of the Iguaçu River Paleozoic age. The analysis of the drainage network shows formation of anomalous curves and inversion of relief isolated paleo 2nd order in watershed regional Iguaçu / Uruguai. This probably should have originated from neotectonic. To characterize changes in the stroke field was processed macroscopic description of the materials and collected samples for laboratory examination in two sections, the SS1 and SS2. The laboratory techniques used were: grain size distribution analysis micromorphology, clay mineralogy by X-ray diffraction (XRD) and by total chemical X-ray fluorescence (XRF). From the results of such analysis it was inferred that the stroke changed under the bedrock plateau Palmas (PR) / Água Doce (SC) is part of a system of low sulphidation epithermal hydrothermal whose style hydrothermal alteration is pervasive and predominant stage of change that stroke is the propilítico. This would correspond to hydrothermally altered stroke distal halo of a larger hydrothermal system. SS2 section the mineral is more representative chlorite using this mineral as a geothermometer can be inferred that the spill changed that section was subjected to hydrothermal fluids with temperatures above 300 ° C. Section SS1 mineral cristobalite is the most representative. From the presence of this mineral is inferred that the spill changed was subject to fluids lowest temperature that section SS2, as this mineral is stable in the temperature range between 100 ° C and 150 ° C, appearing in those deposits farther away from the source warm fluid.

Keywords: stroke changed, mapping, Plateau Palmas (PR) / Água Doce (SC).

LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1.** Remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas identificados a partir de imagens do radar SRTM.....17
- Figura 2.** Afloramento de riolito sã (letra A) sobre derrame completamente intemperizado (letra B) - Palmas - PR.....18
- Figura 3.** Localização da área de estudo. 1: drenagem; 2: divisor de águas regional entre os Sistemas Hidrográficos Iguaçu e Uruguai.....21
- Figura 4.** Afloramento de rocha ácida tipo Palmas no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) com acamamento bem desenvolvido, característico da porção principal e superior de uma sequencia de rochas dessa natureza.....22
- Figura 5.** Morfologia ondulada e tabular do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).....24
- Figura 6.** Ciclo ideal com relevo real moderado.....25
- Figura 7.** Modelo de Walter Penck para elaboração de escadaria de *piedmont*.....28
- Figura 8.** Modelo de evolução proposto por Lester Charles King para o desenvolvimento das vertentes através do recuo paralelo das encostas (*backwearing*), levando a pediplanação.....28
- Figura 9.** Três estágios evolutivos de área elevada, soerguida por falhamentos, localizada em zona climática semiárida.....29
- Figura 10.** Diferentes tipos de etchplanos identificados por Thomas (1965) e Jeje (1970) na Nigéria.....30
- Figura 11.** Modelo hipotético mostrando a disposição em escadaria das superfícies incompletamente aplainadas identificadas no SW do Paraná e NW de Santa Catarina e sua possível gênese associada a movimentos tectônicos a partir do cretáceo.....34
- Figura 12.** Localização da Bacia do Paraná dentro da placa Sul-Americana. Na Argentina, com evolução estratigráfica diferenciada, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná.....41
- Figura 13.** Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná mostrando os principais elementos geotectônicos presentes.....43
- Figura 14.** Padrões de drenagem básicos.....45
- Figura 15.** Propriedades da rede de drenagem. Critérios para classificação da rede de drenagem.....46

- Figura 16.** Modelos fotointerpretativos de falhas: descontinuidades de zonas homólogas ao longo de um alinhamento.....48
- Figura 17.** Mapa Litoestratigráfico dos Membros Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral.....55
- Figura 18.** A: Cristais de Quartzo que cresceram para fora das paredes da fissuras em direção ao centro aberto, formando estruturas de pente; B: veio de estanho com crosta em que ocorreu a reabertura da crosta.....62
- Figura 19.** Substituição de pirita (branco) por sulfeto de zinco (cinza) ao longo de rachaduras.....64
- Figura 20.** Tipos de substituição (*replacement*): A: Face negra de substituição; B: Zona de substituição disseminada; C: Centros múltiplos.....64
- Figura 21.** Desenvolvimento de filões de substituição (A) ao longo de uma única fissura e (B) ao longo de uma zona de cisalhamento.....65
- Figura 22.** Depósito de substituição (*replacement*) localizado por interação de fissuras.....65
- Figura 23.** Relação de corpos de substituição (*replacement*) com feições sedimentares.....66
- Figura 24.** Feições ilustrando critérios de substituição (*replacement*).....66
- Figura 25.** Vênulas de substituição de minério de cobre que se alarga por substituição em mineral B (bornita) porém não em mineral K.....67
- Figura 26.** Diagrama AKF representando a paragênese do metassomatismo potássico.....69
- Figura 27.** Diagrama AKF e ACF representando as paragêneses da alteração propilítica.....69
- Figura 28.** Diagrama AKF representando a paragênese da alteração sericítica.....69
- Figura 29.** Diagrama AKF representando a paragênese da alteração argílica.....70
- Figura 30.** Localização das seções estudadas na área de estudo.....76
- Figura 31.** Representação esquemática de uma seqüência completa e ideal de rochas ácidas do Membro Palmas.....82
- Figura 32.** Rocha ácida do Membro Palmas, no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) – topo do Morro Chato, com deslocamento ígneo bem desenvolvido, característico da porção principal e superior de uma seqüência de rochas dessa natureza.....82

Figura 33. Afloramentos de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). (A) derrame alterado sob rocha sã com aspecto de arco/abóboda. (B) derrame alterado interdigitando-se com a rocha sã.....	83
Figura 34. (A) Divisor de águas mantido por rocha ácida sã. (B) área próxima ao fundo de vale, onde o solo se desenvolveu diretamente sob o derrame de rocha alterada.....	83
Mapa 1	85
Figura 35. Disposição da drenagem em relação às litologias da área de estudo. (A) Bloco diagrama mostrando a drenagem correndo sobre o derrame alterado. (B) Perfil esquemático mostrando a drenagem sobre o derrame alterado.....	86
Figura 36. Disposição da drenagem em relação às litologias da área de estudo. (A) Bloco diagrama mostrando a drenagem correndo sobre a rocha sã. (B) Perfil esquemático mostrando um derrame de rocha alterada entre derrames de rocha sã.....	86
Figura 37. Disposição da drenagem em relação ao derrame alterado. (A) Leito do reio sobre o derrame alterado. (B) Leito do rio sobre o derrame de rocha sã que está abaixo do alterado. (C) Relevos residuais mantidos por rocha sã.....	87
Figura 38. Localização do relevo residual mantido por rocha alterada (RRMDA) em relação ao Morro Chato na área de estudo.....	88
Figura 39. Afloramento de derrame alterado sobre derrame de rocha sã nas margens da BR 280.....	89
Figura 40. Bloco diagrama da área de estudo no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).....	90
Figura 41. Mapa de declividade da área de estudo.....	91
Figura 42. Rosetas.....	94
Mapa 2	95
Figura 43. Seção SS1. Litofácies encontradas na área de estudo. I: Rocha riolítica fraturada. II: derrame alterado.....	101
Figura 44. Desenho esquemático da seção SS1.....	102
Figura 45. DRX da amostra coleta no volume II da seção SS1 entre 4,1 m e 4,2 m (A5).....	104
Figura 46. DRX de amostra coleta no volume III da seção SS1 entre 4,7 m e 4,8 m (A4).....	105
Figura 47. DRX de amostra coleta no contato entre o volume III e IV da seção SS1 em 5,25 m de profundidade (A3).....	106

Figura 48. DRX de amostra coleta no volume IV da seção SS1 em 5,4 m de profundidade (A2).....	107
Figura 49. DRX de amostra coleta no volume IV da seção SS1 em 6,4 m de profundidade (A1).....	108
Figura 50. Variação dos teores de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ e TiO ₂	110
Figura 51. Variação dos teores CaO, Na ₂ O, MgO e K ₂ O.....	111
Figura 52. Variação dos teores de MnO e P ₂ O ₅	112
Figura 53. Desenho esquemático da seção SS1 com localização das análises micromorfológicas.....	113
Figura 54. Seção SS2.....	122
Figura 55. Janela da seção SS2.....	123
Figura 56. DRX da amostra A2 da seção SS2.....	126
Figura 57. DRX da amostra A3 da seção SS2.....	128
Figura 58. DRX da amostra A4 da seção SS2.....	130
Figura 59. DRX da amostra A5 da seção SS2.....	131
Figura 60. DRX da amostra A6 da seção SS2.....	132
Figura 61. DRX da amostra A7a da seção SS2.....	133
Figura 62. DRX da amostra A7b da seção SS2.....	134
Figura 63. Variação dos teores de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ e TiO ₂	136
Figura 64. Variação dos teores de CaO, Na ₂ O, MgO e K ₂ O.....	136
Figura 65. Variação dos teores de P ₂ O ₅ e MnO.....	137
Figura 66. Localização das análises micromorfológicas na janela da seção SS2.....	138

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 1. Micrografias de lâmina do volume I da seção SS1 (lâmina A5-figura 65).....	114
Prancha 2. Micrografias de lâmina da transição do volume I para o volume II da seção SS1 (lâmina A4-figura 65).....	116
Prancha 3. Micrografias de lâmina do volume III da seção SS1 (lâmina A3-figura 65).....	117
Prancha 4. Micrografias de lâmina do topo do volume IV da seção SS1 (lâmina A2-figura 65).....	119
Prancha 5. Micrografias de lâmina do centro do volume IV da seção SS1 (lâmina A1-figura 65).....	120
Prancha 6a. Micrografias de lâmina do volume V da seção SS2 (lâmina A3-figura 78).....	139
Prancha 6b. Micrografias de lâmina do volume V da seção SS2 (lâmina A3-figura 78).....	140
Prancha 7. Micrografias de lâmina coleta na base do volume V para o VI da seção SS2 (lâmina A2-figura 78).....	143
Prancha 8a. Micrografias de lâmina da base do volume VI da seção SS2 (lâmina A1-figura 78).....	145
Prancha 8b. Continuação da prancha 8.1.....	146
Prancha 9. Micrografias de lâmina do volume VII da seção SS2 (lâmina A4-figura 78).....	147
Prancha 10. Micrografias de lâmina do riolito.....	169

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 1. Características petro-geoquímicas da Unidade Básica Inferior.....	52
Quadro 2. Características petro-geoquímicas das rochas ATC.....	53
Quadro 3. Características petro-geoquímicas das rochas ATP.....	54
Quadro 4. Dados granulométricos (%) da seção SS1.....	102
Quadro 5. Minerais identificados na seção SS1.....	108
Quadro 6. Dados granulométricos (%) da seção SS2.....	124
Quadro 7. Minerais identificados na seção SS2.....	134
Quadro 8. Características de sistema hidrotermal epitermal propilítico de baixa sulfetação.....	152
Tabela 1. Dados geoquímicos dos volumes individualizados na seção SS1.....	109
Tabela 2. Dados geoquímicos dos volumes individualizados na seção SS2.....	135

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
2. ÁREA DE ESTUDO.....	21
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
3. 1. MODELOS DE EVOLUÇÃO DE SUPERFÍCIES APLAINADAS.....	25
3.1.1. O Ciclo Geográfico de Erosão (peneplanação).....	26
3.1.2. O modelo de <i>primärrumpf</i>	27
3.1.3. O modelo de pediplanação.....	28
3.1.4. O modelo de etchplanação.....	29
3.1.5. Considerações sobre os modelos de aplainamento.....	30
3.1.6. Superfícies aplainadas no Brasil: o exemplo do SW do Paraná e NW de Santa Catarina.....	31
3.2. A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURA GEOLÓGICA NA EVOLUÇÃO DO RELEVO.....	33
3.2.1. Fatores que condicionam a evolução do relevo e a importância da (neo) tectônica.....	36
3.2.2. Neotectônica no Brasil.....	37
3.2.3. Bacia Sedimentar do Paraná.....	40
3.2.4. Elementos que ajudam a entender o papel da estrutura geológica na evolução do relevo.....	45
3. ALTERAÇÃO SUPÉRGENA DAS ROCHAS.....	49
3.3.1. Aspectos Gerais do intemperismo supérgeno.....	49
3.3.2. O Contexto geológico da Formação Serra Geral no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).....	51
3.3.3. Intemperismo supérgeno e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.....	56
3.4. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	59
3.4.1. Aspectos Gerais.....	59
3.4.2. Depósito de preenchimento cavitário.....	62
3.4.3. Depósitos de Substituição.....	63
3.4.4. Tipos de Alteração Hidrotermal.....	67
3.4.4.1. Metassomatismo alcalino (sódico e potássico).....	68
3.4.4.2. Alteração Propilítica.....	69
3.4.4.3. Alteração sericítica.....	69
3.4.4.4. Alteração argílica.....	70
3.4.4.5. Alteração argílica avançada.....	70
3.4.5. Estilos de alteração hidrotermal.....	71

4. METODOLOGIA.....	72
4.1. MAPEAMENTO DO DERRAME ALTERADO.....	72
4.1.1. Vetorização de carta topográfica.....	72
4.1.2. Fotointerpretação de fotografias aéreas.....	73
4.1.3. Mapeamento das formações superficiais.....	74
4.1.4. Edição Gráfica do Mapa.....	75
4.2. CARACTERIZAÇÃO DE DERRAME ALTERADO SOB ROCHA SÃ.....	75
4.2.1. A escolha das seções estudadas.....	75
4.2.2. Tipos de amostragem.....	76
4.2.3. Análise granulométrica.....	77
4.2.4. Análise de potencial de hidrogênio (pH).....	77
4.2.5. Análise micromorfológica.....	78
4.2.6. Análise química total.....	78
4.2.7. Mineralogia da fração argila.....	78
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	80
5.1. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE DERRAME ALTERADO NO PLANALTO DE PALMAS (PR)/ ÁGUA DOCE (SC) E O RELEVO DA ÁREA.....	80
5.1.1. Aspectos gerais.....	80
5.1.2. Geologia Local.....	80
5.1.3. Relação das formas com a litologia.....	90
5.1.4. Comportamento estrutural da área de estudo.....	92
5.2. CARACTERIZAÇÃO DO DERRAME ALTERADO SOB ROCHA SÃ.....	101
5.2.1. Seção SS1.....	101
5.2.1.1. Atributos da mineralogia da fração argila (seção SS1).....	103
5.2.1.2. Geoquímica do material alterado (Seção SS1).....	109
5.2.1.3. Análise micromorfológica da seção SS1.....	113
5.2.2. Seção SS2.....	122
5.2.2.1. Atributos da mineralogia da fração argila (seção SS2).....	125
5.2.2.2. Geoquímica do material alterado (Seção SS2).....	134
5.2.2.3. Análise micromorfológica da seção SS2.....	138
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	150
7. REFERENCIAL BIBLIOGRAFICO.....	157
ANEXO I.....	169

1. INTRODUÇÃO

A região centro-sul do Brasil, apresenta a maior área de rochas ígneas continuamente expostas do país, a Formação Serra Geral, integrante da Bacia do Paraná. Esta se estende por mais de 1200 km², abrangendo também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina. A intensa atividade ígnea que originou essa unidade morfoestrutural ocorreu no Cretáceo Inferior, principalmente na forma de derrames de composição básica, que constituem aproximadamente 90% do volume total do material extrusivo. De modo subordinado ocorrem rochas intermediárias (cerca de 7%) e rochas ácidas (cerca de 3%) (NARDY *et. al.*, 2002).

No Estado do Paraná e Santa Catarina as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, constituem o Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (ALMEIDA, 1956). Nessa unidade morfoestrutural, Paisani *et al.* (2008a) identificaram no SW do Paraná e NW de Santa Catarina oito (08) remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas (figura 1). Por meio do processamento de imagens do Sensor Orbital *Shuttle Radar Topography Mission*, essas superfícies foram representadas em classes hipsométricas com equidistâncias de 100m.

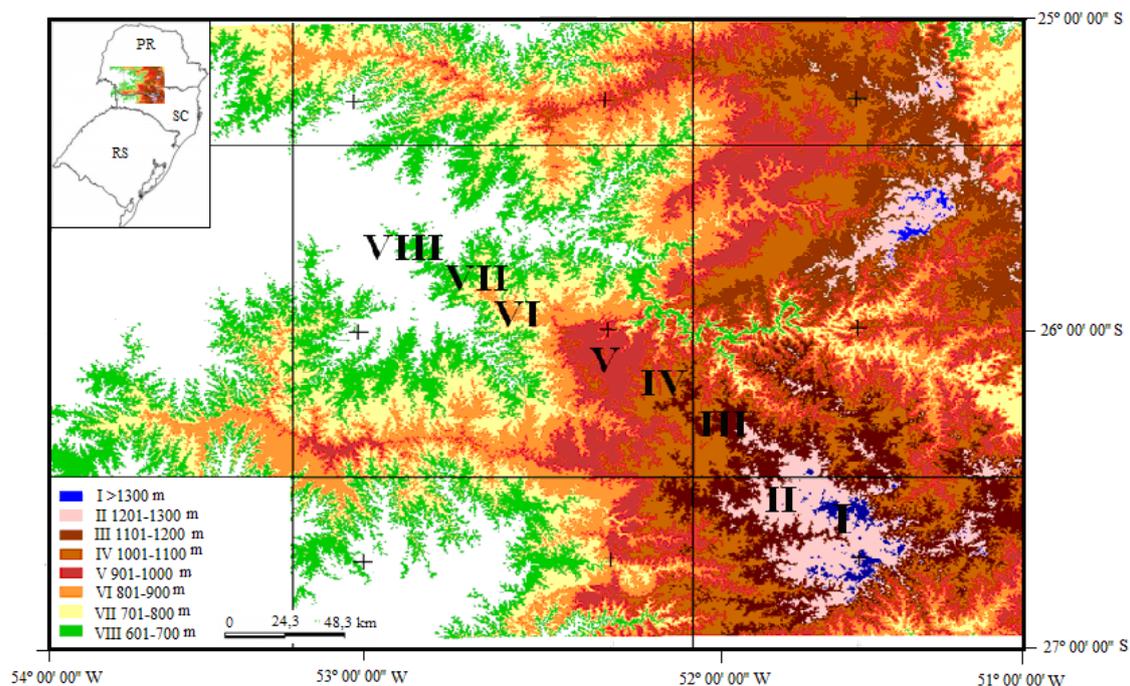


Figura 1. Remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas identificados a partir de imagens do radar SRTM. I, II, II...= superfícies aplainadas correspondentes à classificação hipsométrica da imagem de radar. Fonte: Modificado de Paisani *et al.* (2008a) por Jacson Gosman Gomes de Lima.

Numeradas de I a VIII a partir da superfície de cimeira na borda leste, tais superfícies se organizam na forma de escadarias, de leste para oeste, até a calha do Rio Paraná.

As características gerais da cobertura superficial de tais remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas foram previamente descritas por Paisani *et al.* (2008a). Na ocasião esses autores verificaram que a grande maioria das superfícies apresenta perfil de alteração e solo com diferentes espessuras. Essa informação permitiu aferir que no balanço entre alteração e erosão, a primeira teve maior importância na elaboração das superfícies aplainadas. A exceção seriam as superfícies I e II cujas formações superficiais se apresentam como depósitos de colúvio, colúvio-alúvio e alúvio, bem como solos enterrados (PAISANI *et al.*, 2012).

Nas superfícies I e II, que correspondem ao Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), o relevo é caracterizado por vertentes suave-onduladas com presença esporádica de morros tabulares isolados. Volkmer (1999) interpreta essa morfologia ondulada como resultado do fraturamento vertical intenso da rocha, com deslocamento em lages delgadas e blocos facetados.

Os morros isolados situados acima de 1300m, que correspondem à superfície I, são mantidos por rocha ígnea ácida, tipo riolito (NARDY *et al.*, 2008). Na maioria dos afloramentos da superfície II ocorre rocha alterada ora sobreposta por rocha sã (figura 2), ora apresentando camada delgada de solo.



Figura 2. Afloramento de riolito sã (letra A) sobre derrame completamente intemperizado (letra B) - Palmas - PR. Fonte: Jacson Gosman Gomes de Lima, 2010.

Embora já tenham sido realizados alguns trabalhos sobre os produtos de alteração de rochas ácidas no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) (CLEMENTE, 1988; VOLKMER, 1999). Não é conhecida a gênese deste volume alterado que ocorre em grande parte da superfície II. Causa estranheza o fato deste aparecer sob rocha riolítica sã.

Uma vez que o Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) é mantido por derrames vulcânicos de idade EoCretacea que em conjunto correspondem a Formação Serra Geral (SCHNEIDER *et al.*, 1974), e o fato de que o vulcanismo fissural responsável por essa formação ocorreu com hiatos de efusão entre um derrame e outro (NARDY *et al.*, 2002), pode-se pensar que a rocha alterada sob a sã poderia ser derrame que teria se alterado entre um intervalo de efusão. Se assim for, estes afloramentos de rocha alterada seriam paleoperfis de intemperismo Cretáceo.

Outra hipótese possível é que a rocha alterada seja o produto da alteração de derrame básico em contato com o ácido. Como já é conhecido as rochas ácidas do Tipo Palmas, ricas em sílica, estão sobrepostas a rochas básicas (NARDY *et al.*, 2008) e apresentam-se intensamente fraturadas. Tais fraturas servem como caminho preferencial para a infiltração da água, que chegaria à rocha básica subjacente. Esta menos resistente ao intemperismo por apresentar na sua constituição química menor teor de sílica alteraria com velocidade maior do que as ácidas sobrepostas. Nesse sentido Kuller (*apud* Volkmer 1999) salienta que as rochas ácidas tipo Palmas, que normalmente encontram-se sotopostas as rochas ácidas tipo Chapecó, costumam exibir no contato com as rochas basálticas amigdaloidais, níveis centimétricos a decimétricos de vidro vulcânico. Em processo de alteração, esses níveis originam feições circulares e semi-circulares, com linhas irregulares multicoloridas, que apresentam estratificações subverticalizadas. Essas feições foram reconhecidas por Volkmer (1999).

Uma terceira hipótese é que a rocha alterada sob sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) teria sua origem ligada a processos de alteração hidrotermal. Esse tipo de alteração é um processo no qual a água combinada em maior ou menor quantidade, com outros componentes químicos, atua como fluído fortemente aquecido e sob alta pressão, provocando a alteração dos minerais da rocha (PIRAJNO, 1992). Esse tipo de alteração ocorre em geral, no mínimo, entre 1 a 2 km de profundidade na crosta terrestre (WHITE; HEDENQUIST, 1995). No entanto, como apontado por Paisani *et al.* (2008a) ao proporem modelo evolutivo para o relevo do SW do Paraná e NW de Santa Catarina, o relevo da região estaria sofrendo processo de soerguimento a leste no

Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), e subsidência a oeste na calha do rio Paraná. Esses esforços tectônicos, responsáveis pelo soerguimento do bloco a leste, intensificariam a morfogênese superficial, resultando no afloramento de rochas alteradas em grandes profundidades.

Por fim, em trabalhos de campo na área observou-se que a rocha alterada por vezes interdigita-se com riolito sã, apresentando contatos nítidos, e que os relevos residuais da atual superfície de cimeira (superfície I) são mantidos pelo riolito sã. No entanto, ainda resta saber: que papel este derrame intemperizado sob rocha sã desempenha na estrutura da paisagem? Estaria o derrame intemperizado mantendo a superfície II, visto que os relevos residuais da atual superfície de cimeira são mantidos pelo riolito sã, e em vários pontos sob ele encontra-se rocha alterada?

Considerando essas questões, a presente pesquisa tem como objetivo geral mapear e caracterizar o derrame alterado encontrado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), contribuindo para elucidar sua origem e sua influência no relevo atual.

Geologicamente o Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) é mantido por rochas da Formação Serra Geral, do domínio litológico denominado por Nardy *et al.* (2002) de Membro Palmas. Esse constitui-se predominantemente, por rochas ácidas (+ de 65% de SiO₂) do tipo riolito e riodacito. Tais rochas apresentam em geral textura afírica. Quanto à mineralogia são caracterizadas, em média, por 16% de microfenocristais de plagioclásio, 11% de augita, 3% pigeonita, 5% magnetita, 1% apatita, e cristais de piroxênios com hábito acicular, envolvidos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em intenso crescimento granofírico. Essa trama corresponde em média a 63% do volume total (NADRDY, *et al.*, 2002). Em escala de afloramento o aspecto mais marcante destas rochas é o acamamento ígneo (figura 4) que se mostra proeminente nas porções superiores das seqüências vulcânicas (NARDY *et al.*, 2008).

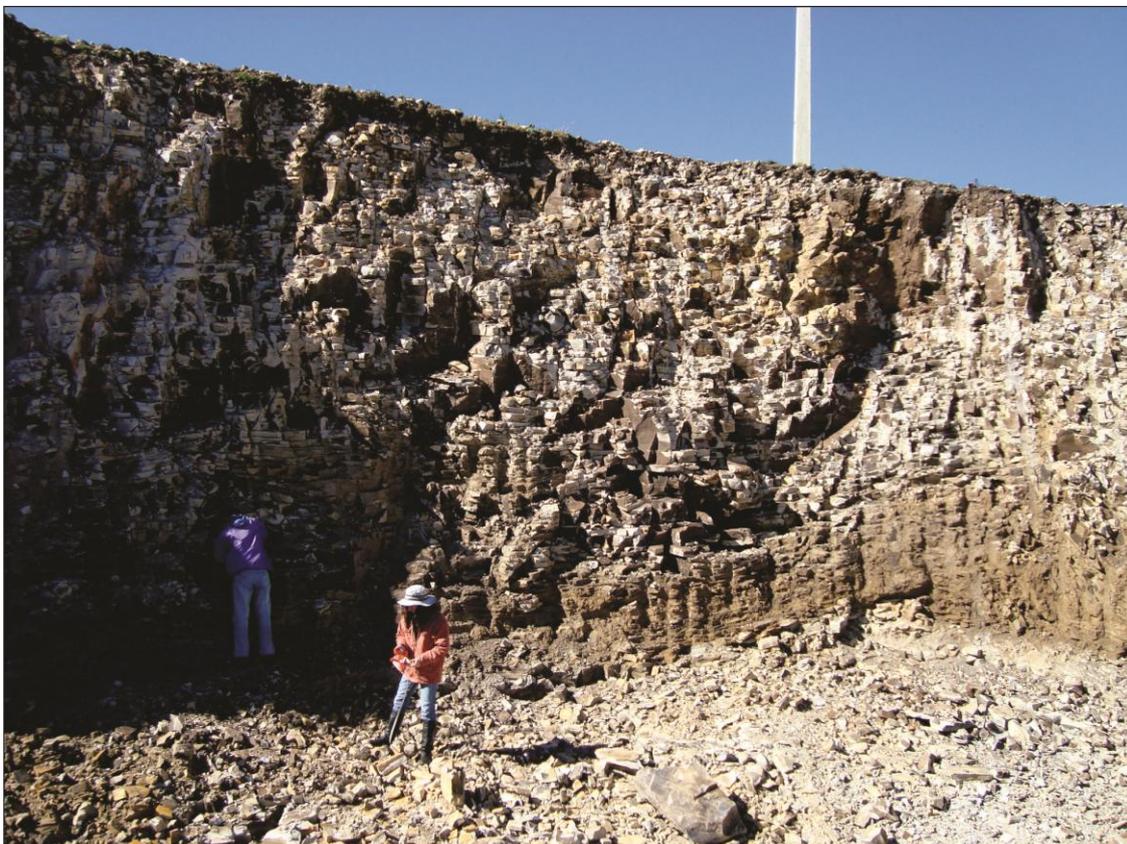


Figura 4. Afloramento de rocha ácida tipo Palmas no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) com acamamento bem desenvolvido, característico da porção principal e superior de uma sequência de rochas dessa natureza. Fonte: Jacson Gosman Gomes de Lima, 2011.

Baseados em dados litoquímicos Nardy *et al.* (2008) subdividiram as rochas ácidas do Membro Palmas em cinco subgrupos distintos: Clevelândia; Santa Maria; Anita Garibaldi, Caxias do Sul e Jacuí. O Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) insere-se no subgrupo denominado Clevelândia, que se estende por área de 4087 km² ao sul do Estado do Paraná, aproximadamente de General Carneiro até Clevelândia, com

espessura média de 150 m e volume da ordem de 613 km³. A composição química média das rochas ácidas do subgrupo Clevelândia é de 70,24% de SiO₂, 0,78 de TiO₂, 12,12% de Al₂O₃, 5,43% de Fe₂O₃, 0,09% de MnO, 0,73% de MgO, 1,9 de CaO, 2,67% de Na₂O, 4,8% de K₂O, 0,21% de P₂O₅ (NARDY *et al.*, 2008).

No Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), em alguns pontos registram-se afloramentos de rocha alterada sotoposta a derrame de rocha ácida sã (riolito), cuja litologia é de difícil identificação em face de sua completa intemperização (PAISANI *et al.*, 2008a). Esse material alterado sob rocha sã caracteriza-se por apresentar cor vermelha e textura siltosa, com estruturas menores de 2 mm, que variam de alongadas à arredondadas de material siltoso branco. Essas, juntamente com material de coloração escura preenchem finas fraturas, com espessura menor de 10 mm (LIMA, *et al.*, 2011).

Sobre o substrato rochoso desse planalto se desenvolveram predominantemente Neossolos Litólicos e Cambissolos (MINEROPAR, 2005). Os Neossolos Litólicos estão associados às áreas de relevo mais dissecado pela rede de drenagem, caracterizando-se pela alta saturação de alumínio, alta pedregosidade e pequena profundidade que prejudica o armazenamento hídrico. Os Cambissolos apresentam horizonte A proeminente, textura argilosa e estão associados a um relevo suave ondulado a moderadamente ondulado (VOLKMER, 1999). Nesse Planalto, além de solos atuais registrou-se também paleossolos húmicos enterrados (PAISANI *et al.*, 2009) e camadas de sedimentos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais que encontram-se entulhando paleovales de segunda ordem hierárquica (PAISANI *et al.*, 2012).

Nos solos e alteritas desenvolvidos sobre substrato rochoso ácido do Membro Palmas podem ser encontrados principalmente minerais de alteração do grupo dos silicatos (caulinita, esmectita, vermiculita,) e do grupo dos óxidos (gibbisita, goethita, hematita) (CLEMENTE, 1988; VOLKMER, 1999).

Esses solos e alteritas se desenvolveram sobre relevo suave ondulado (figura 5), onde se distinguem mesetas estruturais (CLEMENTE, 1988), entremeadas em diversas áreas por formas onduladas de colinas baixas com elevações de altura relativa da ordem de 50 a 100m, com declives compreendidos entre 3 e 8%. Tais colinas apresentam em geral vertentes convexizadas separadas por vales estreitos de fundo plano, onde aflora o lençol freático (VOLKMER, 1999).

O clima, como um dos agentes formadores do relevo, na região é do tipo Cfb mesotérmico, subtropical úmido sem estação seca, com média térmica anual de 15,6° C e pluviosidade média anual de 1735 mm (IAPAR, 1978).



Figura 5. Morfologia ondulada e tabular do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC). Fonte: Marcia Regina Callegari, 2011.

Nestas condições climáticas, sobre as rochas ácidas do Membro Palmas, desenvolveu-se vegetação herbácea classificada como Campos Limpos (IBGE, 2005). Essa vegetação se distribui por uma área de 2.135 km² neste planalto (RAITZ, 2012), e se caracteriza por apresentar diversidade elevada de espécies de gramíneas. Entre as gramíneas crescem ervas, arbustos que geralmente são encontradas sobre solos mais pobres. Nas margens dos rios e áreas mais úmidas destacam-se as matas de galerias e também capões isolados (MAACK, 1947).

A hidrografia na região apresenta cursos de água com alta densidade e padrão preferencialmente dentrítico (VOLKMER, 1999). Na porção paranaense do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), os cursos de água menores estão subordinados ao sistema hidrográfico do Rio Chopinzinho, já na porção catarinense são tributários do sistema hidrográfico do Rio Chapecozinho (figura 3).

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Levando em conta a problemática dessa dissertação de mestrado, o referencial bibliográfico aqui apresentado abordará quatro tópicos principais.

Inicialmente são apresentadas informações referentes à gênese e evolução de superfícies aplainadas, visando maior entendimento das superfícies incompletamente aplainadas identificadas no SW do Paraná e NW de Santa Catarina por Paisani *et al.* (2008a).

Em um segundo momento, com o objetivo de subsidiar a análise morfoestrutural da área de estudo, são apresentadas algumas considerações sobre neotectônica brasileira e na Bacia Sedimentar do Paraná, bem como sobre elementos que permitam reconhecer a influência estrutural sobre o relevo.

Na sequência são abordados os processos de alteração supérgena das rochas, visando entender o contexto geológico do Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) e reconhecer os produtos da alteração intempérica das rochas que mantem esse planalto.

Por fim apresenta-se considerações referentes à alteração hidrotermal, visto que esse tipo de alteração foi apresentado como uma das hipóteses para a gênese do derrame alterado sob rocha sã encontrado no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

3. 1. MODELOS DE EVOLUÇÃO DE SUPERFÍCIES APLAINADAS

Na superfície terrestre, as terras emersas representam 30% da superfície total do planeta, deste percentual 21,9% é formado por áreas planas, fracamente diferenciadas, horizontalizadas, pouco inclinadas, e com altitudes de até 1000 m (PEULVAST; SALES, 2002). Por constituírem a grande maioria das superfícies planeta terra, essas sempre foram um dos temas mais estudados e controversos da ciência geomorfológica (SALGADO, 2007).

Desde meados do século XIX tenta-se entender essas superfícies, mais de um século de investigação resultou em inúmeros modelos geodinâmicos de evolução da paisagem (VALADÃO, 1998).

Dentre esses modelos, destacam-se na literatura o Ciclo Geográfico de Erosão (peneplanação), de Willian Morris Davis (1899), a Teoria da Primärrumpf, de Walther Penk (1924), a Teoria de Pediplanação, defendida por Lester Charles King (1953), a Teoria da Etchplanação, de Wayland (1933) e J. Büdel (1957) (VALADÃO, 1998).

Tais modelos visam construir linhas gerais a cerca de como a paisagem evolui e de como os processos erosivos rebaixam o relevo de amplas áreas continentais (VALADÃO, 1998). Contudo, esses modelos apresentam significativas diferenças entre si, uma vez que cada um reflete os conceitos e os paradigmas de sua época (SALGADO, 2007). Desse modo, a seguir, com base em revisão bibliográfica, serão apresentadas as principais características dos modelos anteriormente referidos.

3.1.1. O Ciclo Geográfico de Erosão (peneplanação)

O Ciclo Geográfico de Erosão (peneplanação) de Willian Morris Davis (1899) é o primeiro dos modelos que procuraram elucidar a geodinâmica da superfície terrestre, constituindo a primeira grande escola do pensamento geomorfológico. Para essa escola a paisagem é o resultado da inter-relação de três variáveis: a) estrutura (soma das variáveis endógenas); b) processos (soma das variáveis exógenas); e c) tempo (sentido cronológico) (SALGADO, 2007). Segundo a escola do Ciclo Geográfico de Erosão o relevo seria rebaixado continua e homogeneamente ao longo do tempo (*downwearing*), a partir de esculturação que ocorreria em três fases sucessivas: juventude, maturidade e senilidade (figura 6) (BIGARELLA *et al.*, 1965).

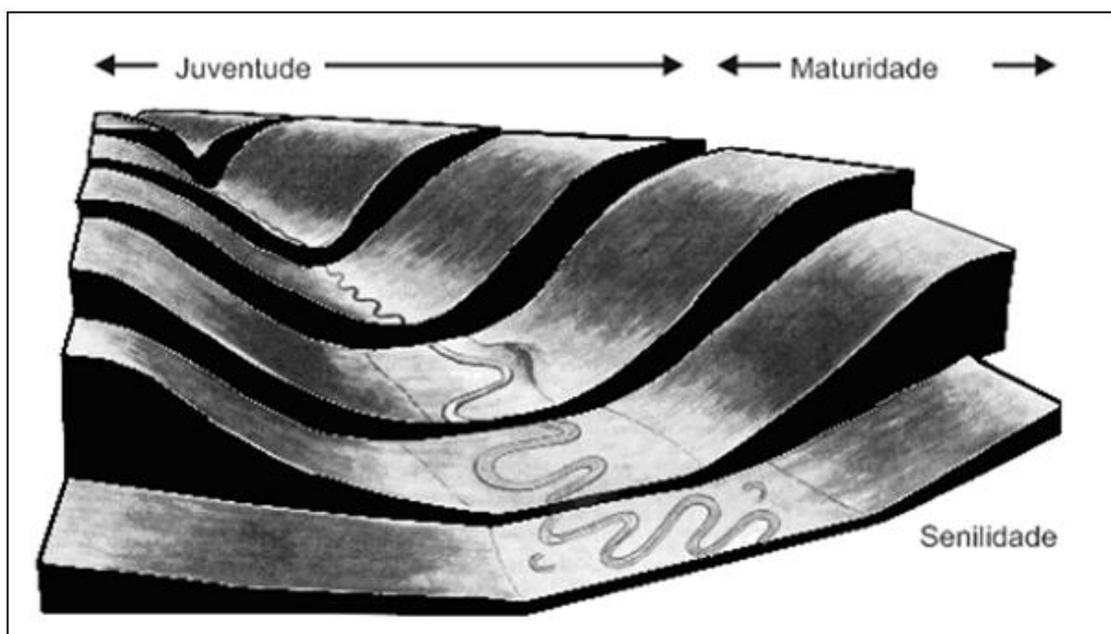


Figura 6. Ciclo ideal com relevo real moderado. Fonte: Casseti, 2001.

Na fase inicial deste ciclo, a juventude, independente da estrutura e forma o relevo é rapidamente soerguido em relação ao seu nível de base, assim como vales íngremes são entalhados sob as calhas dos rios iniciais. Na fase de Maturidade, a

máxima importância do relevo é alcançada e a variedade de formas é aumentada pela erosão remontante das encostas dos vales. Nessa fase o relevo diminui rapidamente e as encostas dos vales se tornam cada vez mais suaves. Na senilidade o relevo é gradativamente reduzido, as declividades tornam-se mais e mais fracas, forma-se uma planície ondulada, um peneplano, independente de qualquer que tenha sido a altura original do relevo (DAVIS, 1899). A fase senil permanece até que novo soerguimento generalizado inicie novo ciclo (CHRISTOFOLETTI, 1980). A interrupção de um ciclo, e o começo de novo ciclo, formaria relevo policíclico no qual ocorreria a repetição de formas de relevo em diferentes altitudes (BIGARELLA *et al.*, 1965)

3.1.2. O modelo de *Primärrumpf*

O modelo de *Primärrumpf* de Walther Penck foi elaborado em 1924 (LEITE, 2011). Diferindo do modelo davisiano, o modelo de Penck desconsidera o rápido e contínuo soerguimento do nível de base geral. Nessa abordagem a paisagem resultaria então da relação de intensidade entre as forças endógenas e exógenas. Da relação entre levantamento crustal e denudação se formariam perfis convexos quando o levantamento ocorresse mais rápido que a denudação, se o levantamento se processasse na mesma velocidade que a denudação, o recuo paralelo e retilíneo das encostas seria dominante. Já em casos de denudação mais rápida que o levantamento, os perfis seriam côncavos (BIGARELLA *et al.*, 1965).

Na concepção penckiana o rápido levantamento crustal proposto por Davis é substituído por um soerguimento dômico que se processa lenta e continuamente. Quando o soerguimento perde força, a denudação cria duas superfícies de diferentes altitudes (domo e região periférica, e entre elas o escarpamento). A repetição de períodos sucessivos de soerguimento e quietude produziriam relevos em escadarias (figura 7) (SALGADO, 2007; VALADÃO, 1998).

Embora no modelo de evolução do relevo de Penck ocorresse a explicitação da relação dialética entre as forças endógenas e exógenas na constituição das formas de relevo, ainda havia forte ligação com o processo de soerguimento crustal e com o papel da dissecação fluvial, sem, contudo, especificar o papel da litologia e do intemperismo na dinâmica dos canais fluviais e das vertentes (VITTE, 2001).

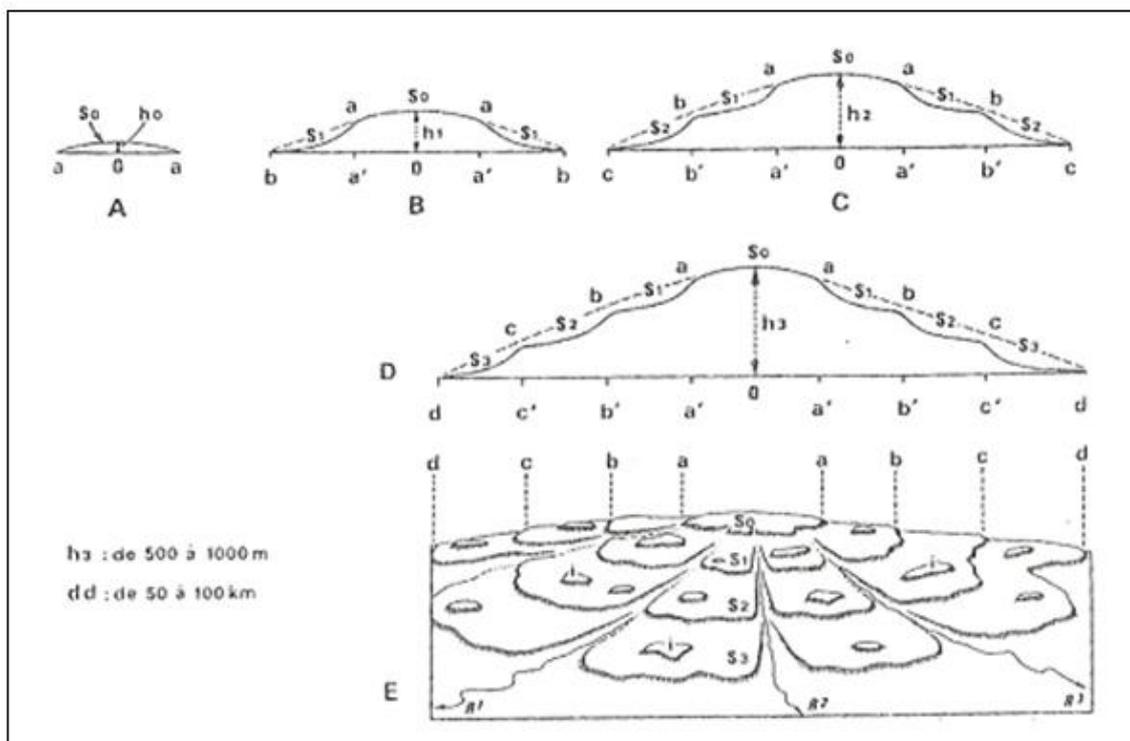


Figura 7. Modelo de Walter Penck para elaboração de escadaria de *piedmont*. Legenda: S0 = superfície primária “*Primarrumpf*”; S1, S2, S3 = aplanamentos periféricos, superfície de *piedmont*, “*piedmontflachen*”; a, b, c, d = nível de base local para as porções do relevo imediatamente mais elevado; i = relevos residuais; R¹, R², R³ = Vales fluviais radiais em relação ao domo. Fonte: Valadão, 1998.

3.1.3. O modelo de pediplanação

Outra modelo de grande importância acerca da evolução do modelado terrestre é o modelo de pediplanação, proposta por Lester Charles King em 1953, na qual o clima possui fundamental importância na gênese dos aplainamentos. Contrapondo-se ao modelo de William Morris Davis, o modelo de King se caracteriza pelo recuo paralelo das vertentes (*backwearing*) em condições de aridez (figura 8). Aqui seria mantida sua declividade, deixando intacta a superfície somital, ao mesmo tempo em que forma outra abaixo das escarpas em retração, depositando rampas detríticas que se prolongam até o leito fluvial. Essas foram denominadas de pedimentos (VALADÃO, 1998; SALGADO, 2007).

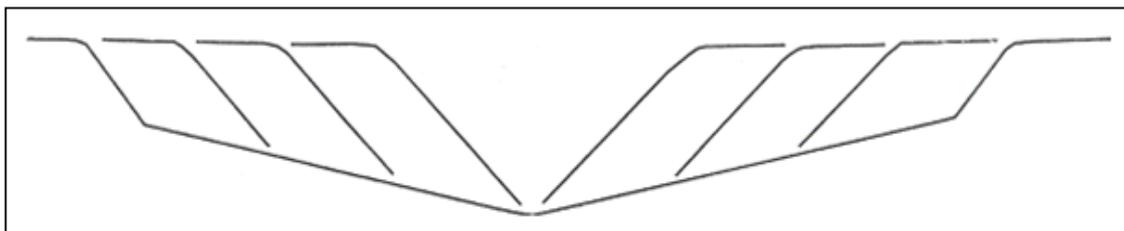


Figura 8. Modelo de evolução proposto por Lester Charles King para o desenvolvimento das vertentes através do recuo paralelo das encostas (*backwearing*), levando á pediplanação. Fonte: Valadão, 1998

A permanência das condições de aridez por período de tempo muito longo favoreceria a coalescência desses pedimentos e a formação de ampla superfície aplainada, denominada pediplano. As vertentes que resistirem aos processos erosivos formariam relevos residuais denominados *inselbergs*. Essas morfoestruturas preservariam em seu topo a cota da antiga superfície que sofreu incisão, apresentando na base de sua escarpa acúmulo de blocos provenientes do colapso de partes destas que se estenderia em direção ao leito fluvial constituindo um pedimento (figura 9) (SALGADO, 2007).

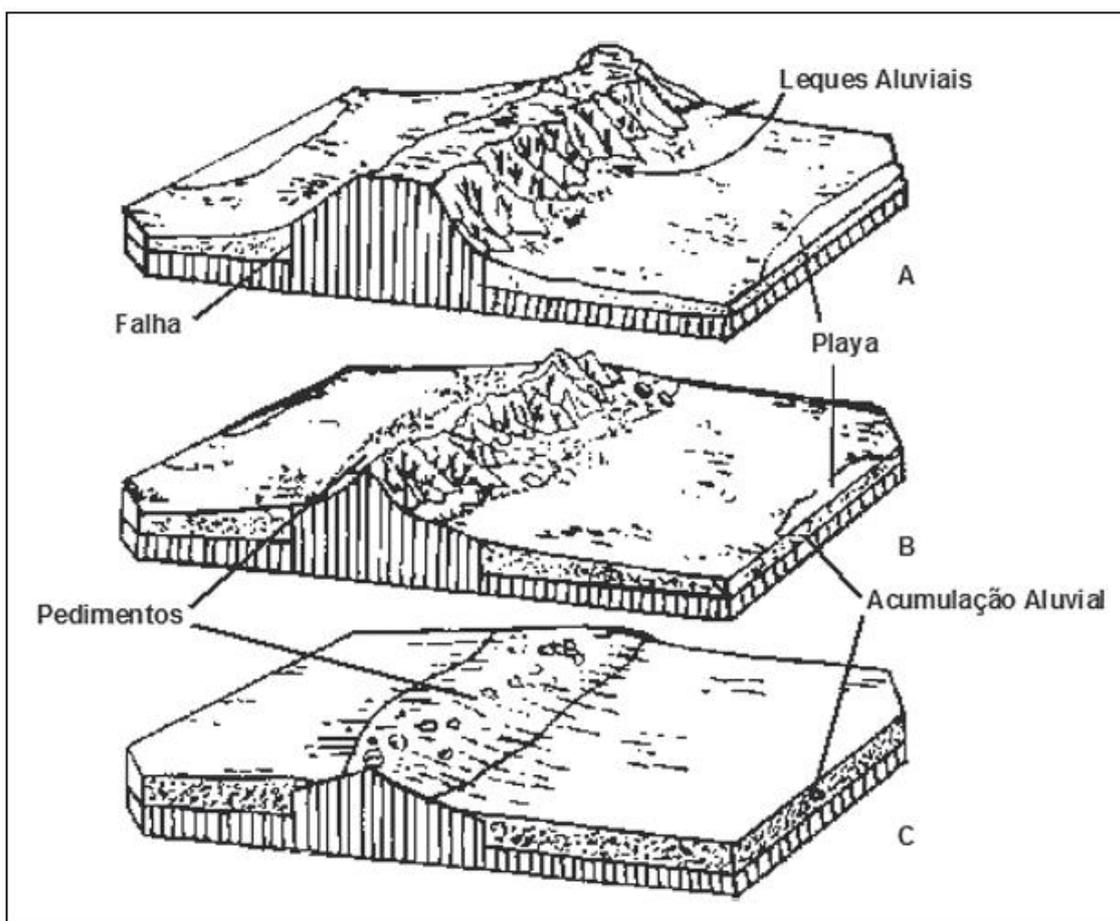


Figura 9. Três estágios evolutivos de área elevada, soerguida por falhamentos, localizada em zona climática semiárida. Observe que as áreas de topografia acidentada são, ao longo do tempo, reduzidas a extenso pediplano formado a partir da coalescência de vários pedimentos. Fonte: Valadão, 1998.

3.1.4. O modelo de etchplanação

Outro modelo que busca explicar o desenvolvimento de aplainamentos é a Teoria da Etchplanação. Conforme Vitte (2001) tal teoria aplicada primeiramente por Wayland no ano de 1933 e sistematizada por Büdel em 1957, deriva do conceito de *etch* desenvolvido por Willis na década de 1930. Na concepção desses autores o

intemperismo é central no desenvolvimento do relevo e está associado diretamente com a estrutura, a litoestrutura e as variações climáticas, especialmente nas regiões tropicais quentes e úmidas. Inicialmente o modelo de etchplanação foi elaborado com base em estudos realizados em trópicos sazonais (com 6 a 9 meses de precipitação) em áreas tectonicamente estáveis.

Nesse modelo inicialmente elaborado a força motriz de evolução do relevo é o intemperismo químico muito intenso que transforma quase todos os minerais das rochas em argilominerais, tendo como produto mantos de alteração com espessura de 3 a 30 metros que estão sobre a rocha que forma em subsuperfície um relevo irregular. O manto de intemperismo constitui uma superfície de lavagem, que na estação chuvosa é facilmente mobilizada (BÜDEL, 1980).

Contudo a partir dos estudos de Büdel na década de 1980 passou-se a admitir a existência de etchplanos também nos trópicos úmidos. A partir desse trabalho considera-se que a ação progressiva do intemperismo, além de preparar o regolito para erosão superficial por meio da eliminação das bases e a quebra das ligações ferro-argila, provocaria o rebaixamento da superfície, ao mesmo tempo em que o manto de alteração é aprofundado (figura 10-A) (VITTE, 2005).

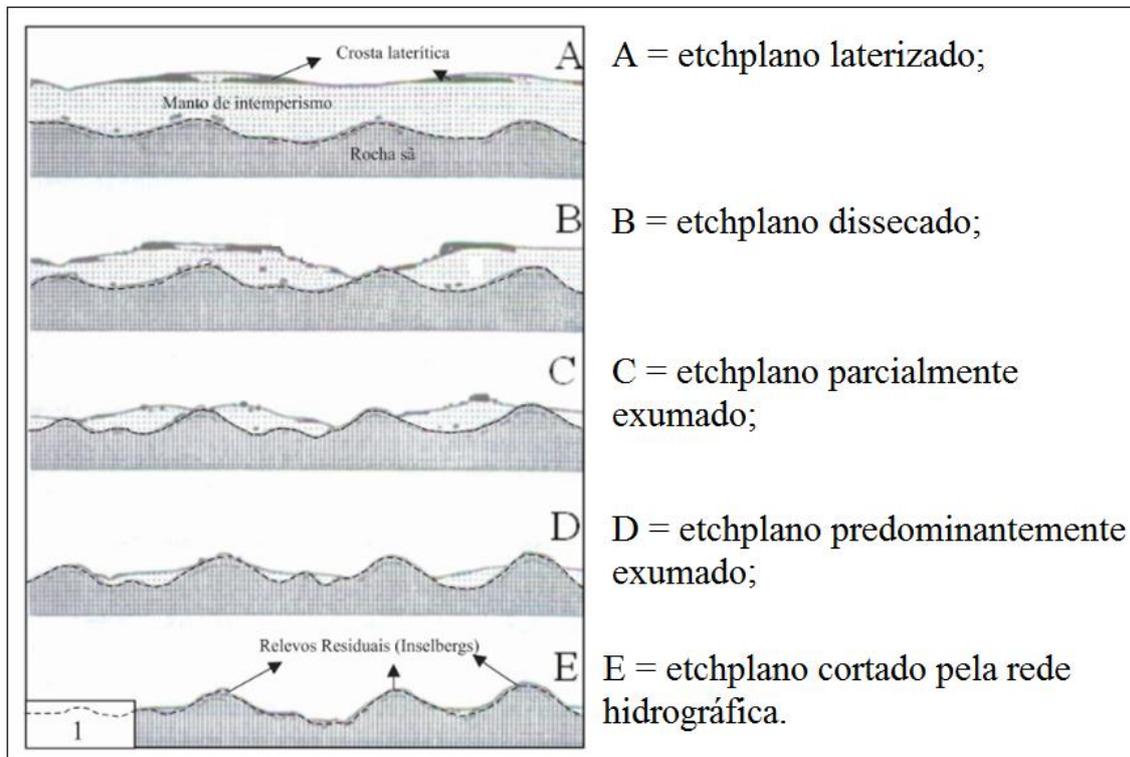


Figura 10. Diferentes tipos de etchplanos identificados por Thomas (1965) e Jeje (1970) na Nigéria. (1) Fronte de alteração. Fonte: modificado de Valadão, 1998.

No entanto, o aprofundamento do manto de intemperismo não é homogêneo. O embasamento rochoso pode apresentar diferenças litológicas e estruturais, que promovem diferentes velocidades de aprofundamento do front de alteração. Dessa maneira, a superfície basal do intemperismo apresenta topografia irregular. Em caso de remoção do manto de intemperismo essas irregularidades são expostas, originando inselbergs (figura 10-E) (VITTE, 2005).

3.1.5. Considerações sobre os modelos de aplainamento

Desde seu surgimento a ciência geomorfológica vem tentando entender a gênese e evolução das superfícies de aplainamento, visando compreender os mecanismos que moldam o modelado terrestre. Essa busca levou a elaboração de inúmeros modelos. Apesar disso, a origem das superfícies de aplainamento é bastante controversa, não existindo mecanismo amplamente aceito que explique satisfatoriamente sua gênese e evolução (BIGARELLA *et al.*, 1994).

Esses modelos de evolução da paisagem podem ser divididos em dois grupos: a) tectônicos – O Ciclo Geográfico de Erosão (peneplanação) de Davis (1989) e o modelo de *Primärrumpf* de Penck (1924); b) climáticos – o modelo de pediplanação de King (1953), o modelo de etchplanação de Büdel (1957, 1982). As diferenças entre um modelo e outro estão relacionadas aos paradigmas do conhecimento científico vigentes na época em que foram elaborados. Dessa forma, apesar de muitos desses modelos parecerem obsoletos ou equivocados, se considerarmos os conhecimentos atuais verificaremos que contribuíram para elucidar a gênese do modelado terrestre (SALGADO, 2007).

Tais modelos resultaram da tentativa de isolar os fatores que determinam a dinâmica e evolução do relevo (VITTE, 2001). O modelo de Davis, apesar de considerar conceitos de base da geomorfologia, atribui apenas aos oceanos o papel de nível de base. No modelo de Penck, as relações entre forças endógenas e exógenas são bem estabelecidas, no entanto, ao clima atribui-se pouca importância na evolução dos aplainamentos. O modelo de King melhora o conceito de nível de base, em contrapartida não aprofunda as questões relativas à importância da alteração química das rochas na formação dos aplainamentos. No modelo de Wayland e Büdel são aprofundados os conceitos acerca da importância da alteração das rochas,

contrariamente não é explorado de maneira mais incisiva o papel de um clima árido na gênese dos aplainamentos (SALGADO, 2007).

Apesar desses modelos buscarem o entendimento da evolução do relevo isolando os fatores responsáveis pela sua esculturação, o modelado terrestre resulta das relações combinadas, no tempo e no espaço, entre as forças endógenas e exógenas. A construção dos volumes continentais deve-se à atividade tectônica. A destruição dessas massas fica a cargo dos processos morfoclimáticos, cujos tipos e a intensidade variam em função da litologia da crosta e das condições bioclimáticas (SAADI, 1998).

Contudo é importante ter clareza de que os diferentes modelos de evolução continental, como por exemplo, aqueles de peneplanação, pediplanação, *primärrumpf* ou etchplanação, correspondem a concepções teóricas cunhadas na primeira metade do século XX, quando grande parte de seus princípios básicos não poderiam ser ainda testados (VALADÃO, 1998). Dessa maneira, como apontado por Salgado (2007), pode-se seguramente concluir que as superfícies de aplainamento de dimensão continental possuem origem poligenética e que a justaposição das diversas teorias constitui alternativa para sua compreensão.

3.1.6. Superfícies aplainadas no Brasil: o exemplo do SW do Paraná e NW de Santa Catarina

Os estudos geomorfológicos que culminaram com a elaboração dos clássicos modelos hipotéticos de evolução de superfícies aplainadas apresentados anteriormente foram iniciados ainda no século XIX. Contudo, a evolução do conhecimento geomorfológico no Brasil é de data mais recente. Embora observações pioneiras ocorressem no século XIX, fruto do trabalho de pesquisadores estrangeiros como Charles Frederick Hart (1840-1878), Orville Adalbert (1851-1915) e John Branner (1850-1922), as contribuições mais importantes sobre a geomorfologia do território brasileiro pertencem todas ao século XX (CHRISTOFOLETTI, 1980).

No Brasil o reconhecimento de superfícies aplainadas, de acordo com Ab'Saber (2001), iniciou-se com a divulgação de Harder e Chamberlin no ano de 1915. No entanto, foi De Martonne na década de 1940 quem estabeleceu o esquema das superfícies aplainadas habitualmente existentes desde os maciços antigos até as depressões periféricas e planaltos interiores do Brasil.

Contudo, os estudos sobre testemunhos de aplainamentos antigos no Planalto Brasileiro se intensificaram a partir da década de 50 (AB'SABER, 2001). Destacam-se os estudos de Lester King (1956), Ruellan (1950), Almeida (1951), Ab'Saber (1950, 1954, 1955, 1956, 1964), Feio (1954), Andrade (1958), Tricart (1957 e 1959), Barbosa (1959), Bigarella, Marques Filho, Ab'Saber, Salumani (1957, 1958, 1959) entre outras contribuições (AB'SABER, 2001).

Nas décadas seguintes, pode-se citar inúmeros trabalhos que objetivaram estudar o relevo do Brasil, concentrados principalmente na região sul e sudeste (AB'SABER e BIGARELLA, 1961; ALMEIDA, 1964; BIGARELLA *et al.*, 1965; BJORNBERG e LANDIM, 1966; SOARES, 1974; PENTEADO, 1976; LANDIM, 1976; OKA-FIORI, 1987; ZAINÉ, 1994; MELO *et al.*, 1998; VALADÃO, 1998; MARTINS, 2008; PAISANI *et al.*, 2008a, entre outros).

No Planalto Basáltico da Bacia do Paraná, apesar de estudos de cunho geológico e geomorfológico estarem sendo realizados desde o século XIX, somente a partir da metade do século XX que o meio natural passou a ser melhor conhecido. Nesse contexto se destacam os trabalhos de Reinhard Maack na década de 40 e 50. A principal contribuição deste pesquisador foi o reconhecimento das unidades geológicas do Estado. Maack (1947) individualizou cinco grandes unidades de paisagem no Paraná: Litoral, Serra do Mar, Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba, Segundo Planalto ou Planalto de Ponta Grossa, Terceiro Planalto ou Planalto do “trapp” do Paraná ou de Guarapuava. Embora sua contribuição seja ímpar, nas décadas seguintes poucos trabalhos buscaram compreender a evolução das paisagens geomorfológicas regionais e identificar paleosuperfícies nessa unidade morfoestrutural (PAISANI *et al.*, 2008a).

Nesse contexto se destaca o trabalho de Almeida (1956). Contemporâneo de Maack, esse pesquisador caracterizou a geomorfologia do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná com base em informações bibliográficas e incursões de campo, individualizando quatro unidades geomorfológicas: Bacia do Alto Paraná; Planalto das Araucárias; Zona das Missões; “Cuesta” de Haedo (ALMEIDA, 1956).

Nas décadas seguintes verifica-se lacuna em relação ao desenvolvimento de trabalhos geomorfológicos no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. Sendo assim, nos últimos anos membros do “Grupo de Pesquisas Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais” vêm conduzindo diversas pesquisas, concentradas principalmente no SW do Paraná e NW de Santa Catarina, com objetivo de compreender a paisagem regional (PAISANI *et al.*, 2005; 2006; 2008a; 2008b;

2008c; CALEGARI, 2008; LIMA, 2009; BERTOLDO, 2010; BRAGAS, 2010; PAISSANI e PONTELLI, 2010; GUERRA, 2012; PAISANI *et al.*, 2012, RAITZ, 2012, entre outros).

Os membros deste grupo desenvolvem trabalhos sobre superfícies aplainadas, estratigrafia de formações superficiais em encostas e planícies aluviais, trazendo informações sobre a gênese e evolução de superfícies geomórficas e de formações superficiais nos Estados do PR e SC.

Dos estudos desenvolvidos pelos membros desse grupo de pesquisa se destaca o de Paisani *et al.* (2008a). Na região SW do Paraná e NW de Santa Catarina estes autores identificaram a partir de dados do Sensor Orbital *Shuttle Radar Topography Mission*, 8 remanescentes de superfícies incompletamente aplainadas elaboradas simultaneamente. Essas foram representadas em classes hipsométricas com equidistâncias de 100m, numeradas de I a VIII a partir da superfície de cimeira na borda leste, limite da Serra da Fartura, e se organizam na forma de escadarias, de leste para oeste, até a Calha do Rio Paraná (figura 11).

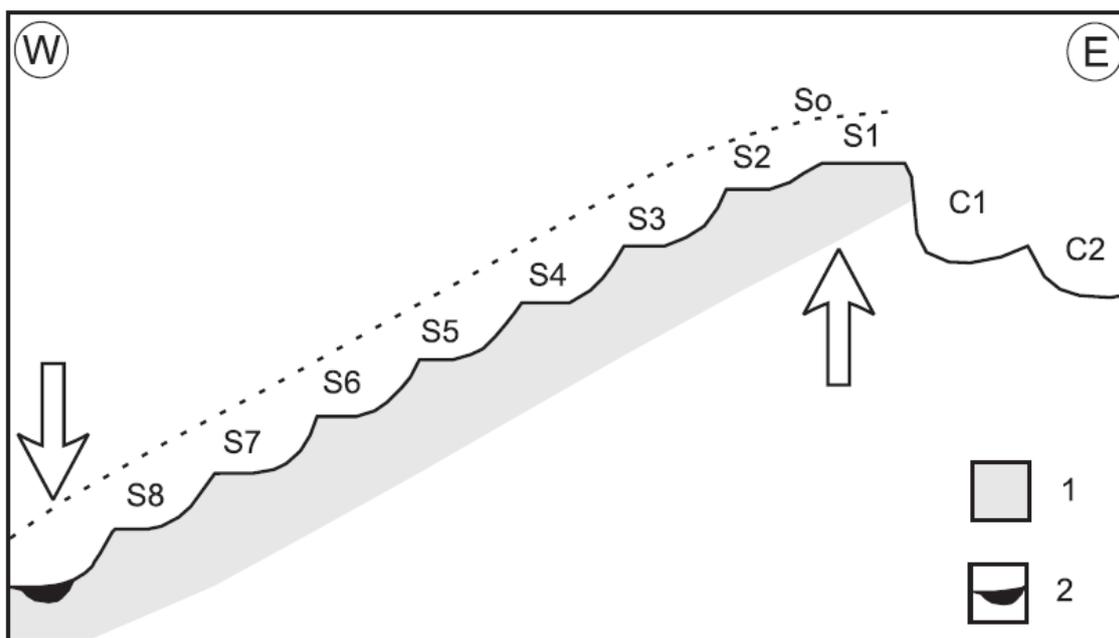


Figura 11. Modelo hipotético mostrando a disposição em escadaria das superfícies incompletamente aplainadas identificadas no SW do Paraná e NW de Santa Catarina e sua possível gênese associada a movimentos tectônicos a partir do cretáceo. Cn = áreas de circundesnudação na borda da Bacia do Paraná. S1, S2, S3...= superfícies aplainadas. 1 = derrames vulcânicos. 2 = calha doo Rio Paraná, nível de base regional. Linha descontinua indica o basculamento da superfície pós-derrame – So. Fonte: Paisani *et al.*, 2008a.

Associando fatores geotectônicos da Bacia do Paraná à disposição das superfícies aplainadas, Paisani *et al.* (2008a) sugeriram que fatores tectônicos foram prioritários no desenvolvimento do relevo em escadaria no SW do Paraná e NW de

Santa Catarina. O modelo hipotético evolutivo preliminar proposto por estes autores para estas superfícies baseou-se nas ideias de Penck (1924), em justaposição com as de Wayland (1933) e Büdel (1957) (Paisani *et al.*, 2008a).

O levantamento da cobertura superficial de cada uma das superfícies incompletamente aplainadas identificadas no SW do Paraná e NW de Santa Catarina sugere que o relevo em escadaria foi elaborado simultaneamente e fatores tectônicos foram primordiais na sua elaboração, tendo a natureza dos derrames exercido pouca importância no seu desenvolvimento. A existência de espessos perfis de alteração em diversos locais indica que os processos de etchplanação teriam influenciado o desenvolvimento das superfícies na região e que a erosão teve papel menos significativo que a alteração. Neste contexto, o clima subtropical úmido da região teve função importante na esculturação dos aplainamentos, mesmo diante das mudanças climáticas registradas no Cenozoico (PAISANI *et al.*, 2008a).

Apesar do considerável volume de informações levantadas por Paisani *et al.* (2008a), para que se possa entender a gênese e evolução das superfícies aplainadas identificadas no SW do Paraná e NW de Santa Catarina são necessários estudos mais aprofundados em cada uma das superfícies. Dessa maneira, nessa dissertação objetivou-se estudar as superfícies aplainadas I e II, respectivamente entre 1201 e 1300m e acima de 1300m, as quais se apresentam como amplo planalto, denominado localmente de Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) no qual aflora em boa parte da área, rocha alterada sob rocha sã. Sendo assim, a seguir serão apresentadas considerações sobre a influência estrutural na evolução do relevo, alteração supérgena e alteração hidrotermal.

3.2. A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURA GEOLÓGICA NA EVOLUÇÃO DO RELEVO

Como evidenciado na literatura científica (SAADI, 1993; SAADI, 1998; SAADI *et al.*, 2005, entre outros) a estrutura tem grande importância na gênese e evolução do relevo, muitas vezes condicionando padrões de formas. Nesse contexto se destacam as estruturas neotectônicas, resultantes de movimentações recentes da crosta terrestre. No Brasil tais movimentos se estendem dos tempos atuais até o Oligoceno (33,9-23,03 Ma) (HASUI, 1990). Como se sabe o relevo atual da superfície terrestre é muito jovem, foi formado principalmente no período Quaternário (CHRISTOFOLETTI, 1980). Desse modo certamente em muitas escalas, por ser muito jovem o relevo foi e é condicionado

por movimentos neotectônicos. Por isso com o objetivo de subsidiar o entendimento do papel exercido pela estrutura geológica na formação do relevo da área de estudo no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), são apresentadas a seguir considerações sobre a neotectônica no Brasil, na Bacia Sedimentar do Paraná e elementos que ajudam a entender o papel da estrutura geológica na evolução do relevo.

3.2.1. Fatores que condicionam a evolução do relevo e a importância da (neo) tectônica

O conjunto de formas que compõem a superfície terrestre constitui o relevo (MARQUES, 1994). A evolução do relevo é regida por três ritmos fundamentais: tectônicos, eustáticos e bioclimáticos. Respectivamente os dois primeiros são responsáveis pela construção do volume continental, e o terceiro relaciona-se a morfogênese, que objetiva a destruição das massas continentais (SAADI, 1998).

Os resultados alcançados pela morfogênese são as formas de relevo. No entanto, o padrão de formas do modelado terrestre está relacionado a fatores condicionantes, que podem orientar a execução dos processos morfogenéticos e exercer controle sobre as formas que o relevo apresentará (PENHA, 1994).

Nesse sentido se destacam três abordagens, morfoestrutural, morfoclimática e morfotectônica. A abordagem morfoestrutural procura entender como a natureza litológica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais (falhas, zonas de cisalhamento) controlam a morfologia do relevo. A abordagem morfoclimática surge como crítica a morfoestrutural, desconsiderando a importância das litoestruturas, enfocando somente o papel dos agentes bioclimáticos na esculturação da paisagem. A abordagem morfotectônica investiga o papel das movimentações da crosta na configuração dos compartimentos de relevo e no direcionamento da morfogênese (SAADI, 1998).

No que diz respeito à abordagem morfotectônica, é grande o número de estudos geomorfológicos recentes que atribuem importância cada vez maior aos fatores tectônicos na hora de explicar a morfogênese e as formas de relevos (SAADI, 1993). Em condições de superfície, a morfotectônica se dedica ao estudo das relações causa-efeito entre a atividade tectônica e a geomorfogênese (SAADI *et al.*, 2005).

A dinâmica terrestre impõe tensões de diferentes tipos e ordens de esforço sobre o material rochoso da litosfera, com isso amplas deformações e movimentos são produzidos em larga escala, ficando registradas nas formas de relevo (PENHA, 1994).

Conforme Saadi (1998) a retomada do interesse pelo papel dos movimentos crustais, da neotectônica, na geomorfologia é uma consequência direta da assimilação dos conceitos de uma tectônica global, que não permite mais conceber a existência de porções da litosfera dotadas de absoluta estabilidade crustal.

O termo neotectônica foi empregado pela primeira vez em 1948 por V. A. Obruchev, nos anos seguintes muitos autores se preocuparam em definir esse termo (SAADI, 1993). No entanto foi somente na década de 1970, no novo contexto geotectônico, baseado no modelo tectônico global de placas que a comissão neotectônica da INQUA (*International Union for Quaternary Research*) estabeleceu definição padrão para movimentos neotectônicos “quaisquer movimentos ou deformações do nível geodésico de referência, seus mecanismos e sua origem geológica” (SAADI *et al.*, 2005). Tal comissão estabeleceu ainda ausência de limites temporais rígidos, assumindo para a neotectônica um período que vai dos movimentos atuais (sísmicos) até os de idade superior a 10^7 anos, implicando que nem todas as estruturas neotectônicas tenham de ser ativas atualmente (SAADI, 1993).

3.2.2. Neotectônica no Brasil

São considerados movimentos neotectônica no Brasil as manifestações finais do evento extensional Sul-Atlântico, provavelmente correspondente ao Oligoceno (33,9-23,03 Ma) (HASUI, 1990).

No entanto o quadro geoestrutural gondwânico do Brasil é marcado por inúmeros eventos tectônicos, que se estendem por período de tempo mais longo. Nesse sentido se destacam as áreas de ocorrência das faixas de dobramentos proterozóicas (2,5 Bi-542 Ma), formadas e remobilizadas com intensidades variáveis durante o Ciclo Brasileiro (700-450 Ma) (faixas Tocantins, Borborema e Mantiqueira), que concentram os principais acidentes orográficos do país, ou seja, os relevos com características serranas e planálticas fortemente escarpadas.

Outro registro tectônico na plataforma brasileira são as extensas faixas de escarpa (Serra Geral, no sul, serras de Maracujá e de Gerônimo, no centro-oeste, e Serra da Ibiapaba, no nordeste, entre outras) bordejando os limites atuais das grandes bacias sedimentares. Estas se configuram claramente como função quase direta da importância relativa do alçamento das bordas, acompanhando a subsidência dos eixos das bacias e o

soerguimento do assoalho Pré-Cambriano (4,6 Bi-542 Ma) em suas periferias (SAADI *et al.*, 2005).

O alçamento de grandes áreas de sedimentação cenozóica, tais como os tabuleiros de litoral, planícies de grandes rios e planícies costeiras a altitudes superiores a 1.000 m se configuram com evidências ligadas à reativação cenozóica (65,5 Ma até o presente) de estruturas tectônicas pré-cambrianas (SAADI *et al.*, 2005).

No contexto desse quadro tectônico apresentado, se destaca o Lineamento Transbrasiliano ou Descontinuidade Crustal Dois *Brasis* (DCDB), uma estrutura linear com 2.700 km de extensão que corta o território brasileiro do litoral cearense a extremidade sudeste do Mato Grosso do Sul, com direção média N45°E. A existência desse lineamento é de grande importância para a geologia e geomorfologia do território Brasileiro, tal estrutura promove a existência de duas realidades morfotectônicas distintas, criando dois *Brasis* Geotectônicos. O Brasil Amazônico, situado a NW do Lineamento Transbrasiliano, com morfologia predominantemente plana a ligeiramente ondulada e altitudes na maioria das vezes inferior a 500 m. Em direção SE tem-se o Brasil Extra-amazônico, que se caracteriza por apresentar morfologias planálticas elevadas e tipos serranos acidentados, com altitudes, em geral, superiores a 500 m (SAADI *et al.*, 2005).

Essa grande estrutura linear brasileira controla fortemente a organização geométrica das grandes bacias hidrográficas do Brasil. No Brasil Amazônico o destaque fica com a Bacia do Rio Amazonas, com sua forma quase circular, característica de bacia de área cratônica. Já o Brasil Extra-Amazônico abriga várias bacias hidrográficas (São Francisco, Paraná, Uruguai, bacias do Nordeste, do Leste e do Sudeste), com orientação predominantemente NE-SW a NNE-SSW. Em função disso, esses Dois *Brasis* são considerados compartimentos morfotectônicos distintos, denominados: Compartimento Morfotectonicamente Isotrópico Amazônico; e Compartimento Morfotectonicamente Anisotrópico Extra-Amazônico (SAADI, 1990 *apud* SAADI *et al.*, 2005). Tais características evidenciam o papel fundamental do Lineamento Transbrasiliano na evolução morfotectônica da plataforma brasileira (SAADI *et al.*, 2005).

No contexto (neo) tectônico brasileiro, conforme Saadi (1998) estudos realizados no Brasil (SAADI, 1991; SAADI; TORQUATO, 1994; BEZERRA, *et al.*, 1993) avaliaram o papel da neotectônica no controle da evolução geomorfológica, chegando as seguinte conclusões:

- A compartimentação do relevo é, em praticamente todas as escalas, resultado de controles tectônicos diferentemente exercidos pelos diversos tipos de descontinuidades crustais;
- Este controle tectônico foi e é ativo, através de atividade recorrente envolvendo, inclusive, as áreas cratônicas;
- As principais manifestações da erosão, uma vez isoladas de sua componente antrópica, mantêm estreitas relações com as características da instabilidade crustal;
- Os campos de voçorocas em áreas rurais mineiras correspondem a zonas de domeamento crustal e/ou zonas sismogênicas articuladas sobre zonas de cisalhamento neo-cenozóicas;
- Os baixos cursos dos vales fluviais dos litorais Cearense e Potiguar constituem grabens gerados pela reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes;
- Os regimes de tensões definidos são compatíveis com a “deriva” da Placa Sulamericana, durante o Cenozóico.

Com base em um conjunto de dados referentes às diversas regiões brasileiras Saadi (1993) apresentou um quadro geral das manifestações neotectônicas na Plataforma Brasileira:

- A Plataforma Brasileira foi afetada por deformações tectônicas Cenozóicas em toda a sua extensão que aproveitaram as linhas de fraqueza herdadas das eras geológicas pretéritas;
- O resultado final dessas deformações tectônicas é uma compartimentação em unidades neotectônicas delimitadas por descontinuidades crustais, que resultam na reativação, em geral, sob regimes transcorrentes, de lineamentos pré-cambrianos mais expressivos;
- A Descontinuidade Crustal Dois *Brasis* (DCDB) funciona como um controle fundamental na Plataforma Brasileira, que condicionou a hidrografia moderna e, também, a evolução geomorfológica Cenozóica;

- Os eixos dos arqueamentos e das subsidências nos blocos neotectônicos, na maioria, possuem direção predominante NE-SW a N-S;
- Os prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos tem participação importante nas manifestações neotectônicas em todo o Brasil, apesar de serem mais evidentes no Norte e Nordeste;
- Em geral há uma relação bem nítida entre a reestruturação neotectônica e dinâmica crustal, representada pela sismicidade atual;
- Geralmente verifica-se a predominância de esforços compreensivos de direção NW-SE;
- Os pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira estão relacionados com os eventos orogênicos andinos (*Inac II*, *Quetchuan II* e *Yarmouthian*).

Para finalizar, como foi visto através dessa breve revisão da literatura, pode-se dizer que a estrutura geológica exerce grande controle sobre a formação do relevo. Estruturas que começaram a se formar na plataforma brasileira desde o Pré-Cambriano ao longo das eras geológicas foram sendo reconfiguradas e reativadas, de modo que são hoje as estruturas formadas ou reativadas a partir do Oligoceno, neotectônicas, as que exerceram e exercem influência sobre a morfogênese atual.

3.2.3. Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia sedimentar do Paraná (figura 12) inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área que se aproxima dos 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI *et al.*, 2007). No Brasil a Bacia do Paraná abrange parte dos estados do Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (MILANI *et al.*, 1990). Tal bacia é do tipo intracratônica, ovalada, com eixo N-S, sendo seu contorno atual relacionado a eventos erosivos modelados pela evolução geotectônica meso-oceânica do continente Sul Americano (MACHADO, 2009).



Figura 12. Localização da Bacia do Paraná na placa Sul-Americana. Na Argentina, com evolução estratigráfica diferenciada, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná. Fonte: Machado, 2009.

A evolução tectônica e a compartimentação da Bacia do Paraná iniciaram com sua implantação no embasamento da Plataforma Sul-Americana. Tal implantação se consolidou no Ordoviciano-Siluriano sobre zonas de fraqueza NW-SE herdadas da cratonização da área (FULVARO *et al.*, 1982). Desse período geológico até

Neocretáceo seis seqüências deposicionais foram empilhadas nessa bacia (MILANI *et al.*, 2007).

Conforme Milani *et al.* (2007) , a primeira seqüência deposicional se iniciou no Neordoviciano e prosseguiu até o Eosiluriano (Superseqüência Rio Ivaí), a segunda é restrita ao Devoniano (Superseqüência Paraná), a terceira se iniciou no Neocarbonífero até o Neopermiano (Superseqüência Gondwana I), a quarta abrange apenas o Meso e o Neotriássico (Superseqüência Gondwana II), a quinta teve início no Neojurássico e terminou com a Formação Serra Geral no Eocretáceo (Superseqüência Gondwana III), e a sexta refere-se ao Grupo Bauru de idade cretácica (Superseqüência Bauru).

A configuração da Bacia do Paraná está diretamente relacionada a estruturas antigas do seu embasamento, tais como flexuras, alinhamentos (tectônico/magnéticos) e áreas de maior subsidência com orientações gerais N, NE e NW (figura 13) (FULVARO *et al.*, 1982).

No contexto da Bacia do Paraná, uma das estruturas que mais se destaca é o Arco de Ponta Grossa com eixo NW, não só pelos 600 km de extensão, mas também pela curvatura acentuada do embasamento cristalino em direção ao centro da bacia, e pela acomodação de um enxame de diques associados, resultando importantes lineamentos orientados para NW, denominados, Rio Tiete, Guapiara, São Jerônimo – Curiúva, Rio Alonso, Rio Piquiri e Rio Iguaçu (figura 13) (ALMEIDA, 1983, 1986).

O Arco de Ponta Grossa (figura 13) se configura como antiga estrutura paleozoica que desde o Devoniano vem manifestando sua atuação nas sequencias sedimentares da Bacia do Paraná. No entanto, foi entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior que suas estruturas mais se realçaram e adquiriram a configuração atual. Nesse período fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento deram acesso ao magma basáltico que originou centenas de diques subparalelos ao eixo do arco, muitos deles com centenas de metros de espessura e mais de 100 km de extensão chegando até o litoral paranaense (ALMEIDA, 1986).

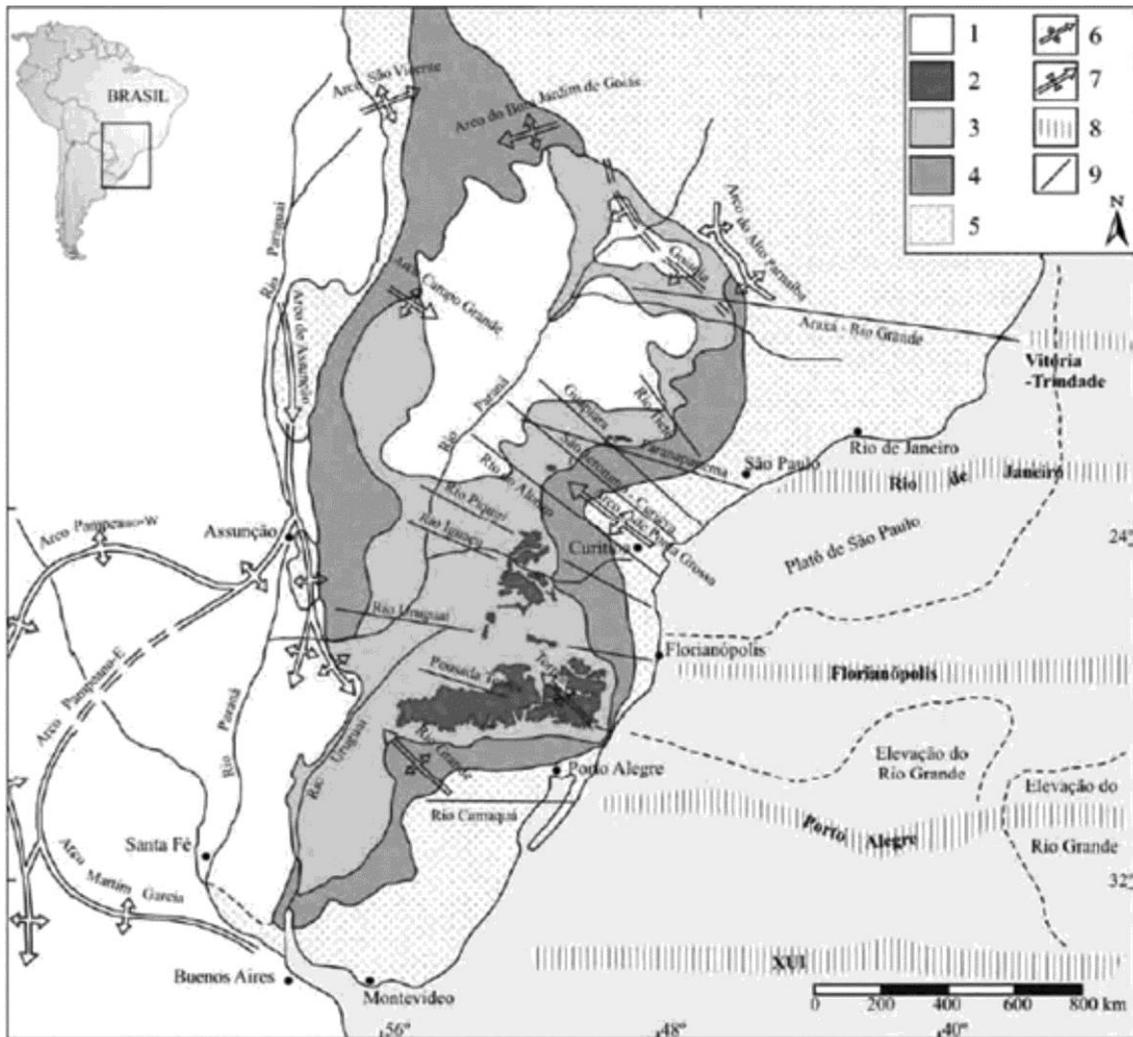


Figura 13. Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná mostrando os principais elementos geotectônicos presentes. Legenda: 1 – Sedimentos pós-vulcânicos; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral; 3 – Derrames da Formação Serra Geral; 4 – Sedimentos pré-vulcânicos; 5 – Embasamento cristalino; 6 – Estrutura anticlinal; 7 – Estrutura sinclinal; 8 – Lineamentos Oceânicos; 9 – Lineamento tectônico e/ou magnético. Fonte: Machado, 2005.

Conforme Ab'Saber (2001), o Arco de Ponta Grossa constitui-se na feição morfoestrutural que mais influenciou na configuração do relevo e do direcionamento da drenagem no Estado do Paraná. Conforme o autor, ao se formar este arco transformou as estruturas paleozoicas e, parcialmente, as mesozóicas, em um capeamento abaulado e densamente cisalhado. Desse modo, de acordo com Volkmer e Fortes (2003) a atual região do alto Iguaçu, uma antiga abóboda, sofreu forte rebaixamento por complexo de eversão, seguidos por falhamentos. Tal rebaixamento influenciou fortemente na formação dos planaltos orientais do Paraná. O sistema de falhas cisalhantes associadas determinou o escalonamento dos planaltos, particularmente evidente na região sul do estado (VOLKMER; FORTES, 2003).

No setor sul do Estado do Paraná, no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), toda a região encontra-se no domínio de um eixo de arqueamento negativo mergulhante, de direção NW (PAIVA FILHO *et al. apud* VOLKMER; FORTES, 2003), que ocasionou intenso fraturamento de direção NE de alto ângulo (AMARAL; CRÓSTA, 1983).

Sob a influencia desse eixo de arqueamento o Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) apresenta áreas de relevo suave a ondulado que são respostas aos altos e baixos estruturais regionais com mergulho de suas camadas para NW e SW e fraturamentos NW-SE (VOLKMER; FORTES, 2003). Nesse planalto tais direções de fraturamento foram registradas também por Lima e Oliveira (2012). Essa direções coincidem com a direção segundo a qual se distribuem as rochas vulcânicas ácidas (VOLKMER; FORTES, 2003).

Na área de estudo Kuller (*apud* Volkmer e Fortes 2003) identificou a presença de lagos intermitentes, denominados *dales*. Tais lagos são bastante comuns sobre platôs, e estão comumente adjacentes aos lineamentos estruturais de direção NE. Conforme o mesmo autor a ocorrência dos dales sugere controle estrutural na evolução das feições geomorfológicas da região. Para Volkmer e Fortes (2003) isto de fato ocorre, pois através de imagens aéreas identificaram lineamentos com direção NS, que representam no terreno, trechos retelinizados da drenagem, podendo atingir até 10 km de extensão. Nesse contexto, de acordo com os autores, as incisões relacionadas ao Rio Iguaçu constituem indicativos de um provável controle tectônico no retrabalhamento de boa parte dos rios que compõem esta bacia hidrográfica, com orientação em geral para a direção N50W.

3.2.4. Elementos que ajudam a entender o papel da estrutura geológica na evolução do relevo

Para compreender o desenvolvimento morfodinâmico de uma região, além de entender as propriedades das rochas e os processos geoquímicos envolvidos na sua alteração, é preciso também, de acordo com Palha e Carvalho (2005), reconhecer qual o papel da estrutura geológica na evolução do relevo.

A rede de drenagem analisada de forma sistemática e uniforme pode fornecer informações de grande importância, especialmente quanto à estrutura geológica da área e variações no estilo estrutural (SOARES; FIORI, 1976). Pois cada padrão de drenagem apresenta um significado litoestrutural. Conforme Christofletti (1980) os padrões de

drenagem podem ser dendrítico, em treliça, retangular, paralelo, radial e anelar (figura 14).

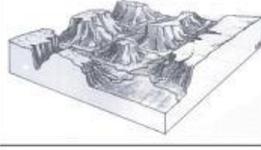
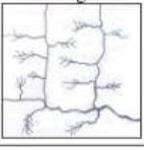
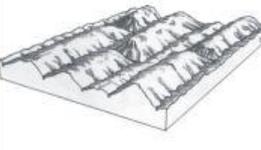
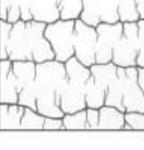
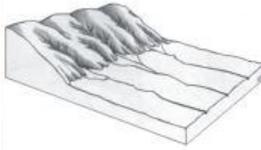
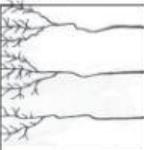
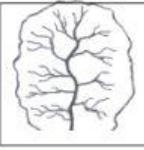
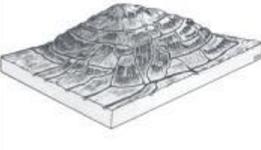
Morfologia do terreno	Padrão Geométrico	Características principais
	Dendrítico 	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares com origem em diversas direções; - Variados ângulos de junção entre o canal principal e tributários; - Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal conseqüente é ausente; - Ausência de controle estrutural. O declive é o fator controlador; - Pode ser associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo.
	Retangular 	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas e áreas de confluência em ângulos quase retos; - Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; - As linhas de drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/fraturas); - Juntas e falhas das rochas em ângulo reto; - Apresenta áreas dobradas em rochas metamórficas ou sedimentares.
	Treliça 	<ul style="list-style-type: none"> - Tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário primário conflui. Tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao primário; - Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; - Canais subseqüentes são ligados por resseqüentes ou obseqüentes; - Ligado a rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas; - Característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada; - Pode estar associado a área de fraturas paralelas.
	Paralela 	<ul style="list-style-type: none"> - Drenagem ramificada com espaçamento regular entre os canais e paralelismo entre estes, devido ao controle estrutural; - Controle por declive devido a feições paralelas controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais; - Presente em lados de vales jovens, lagos ou mares fechados, além de escarpas de falha.
	Radial centrífuga 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrífuga: os canais irradiam de um ponto central; - Associada a domos, montanhas (cones vulcânicos, maciços residuais e morros isolados);
	Radial centripeta 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centripeta: os canais convergem para um ponto em comum; - Associada a crateras vulcânicas e depressões topográficas; - Os dois tipos de padrão radial se desenvolvem em diferentes embasamentos e estruturas.
	Anelar 	<ul style="list-style-type: none"> - A forma apresenta-se semelhante a um anel; - Subseqüente em origem, associado a relevos concêntricos, a domos dissecados ou estruturas em bacias; - Desenvolvem-se quando os estratos rochosos apresentam diferentes graus de resistência. - Maior influência da estrutura em relação ao declive; - O declive só controla o curso inicial do canal; - Estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.

Figura 14. Padrões de drenagem básicos. Fonte: Adaptado de Shumm (1971), Howard (1967) e Suertegaray *et al.* (2003) por Andrades Filho (2010).

Conforme Vargas (2012) muitos trabalhos utilizando a rede de drenagem como base trouxeram contribuições relevantes para uma abordagem analítica e para o entendimento da evolução da paisagem. Dentre eles, a referida autora destaca os

trabalhos pioneiros de Horton (1945), Strahler (1952), Howard (1967), Hack (1973) Rust (1978), Bishop (1982), Cox (1994), Wolman e Leopold (1957).

Uma vez que os rios buscam as porções mais brandas das rochas, os canais em geral refletem a estrutura destas, os padrões de drenagem são particularmente sensíveis às estruturas, quando as rochas apresentam linhas de fraqueza os cursos de água buscam essas linhas (STRAHLER, 1987). Ainda conforme esse autor, a drenagem é um elemento muito sensível da paisagem, é a primeira a dar resposta as alterações de base, sendo considerada ferramenta de análise geomorfológica. Nesse contexto uma análise criteriosa do arranjo da rede de drenagem pode trazer informações importantes. Além dos trechos retilíneos da drenagem, outras formas anômalas de significado estrutural podem ser analisadas. A figura 15 mostra as propriedades mais importantes a serem analisadas segundo Soares e Fiori (1976).

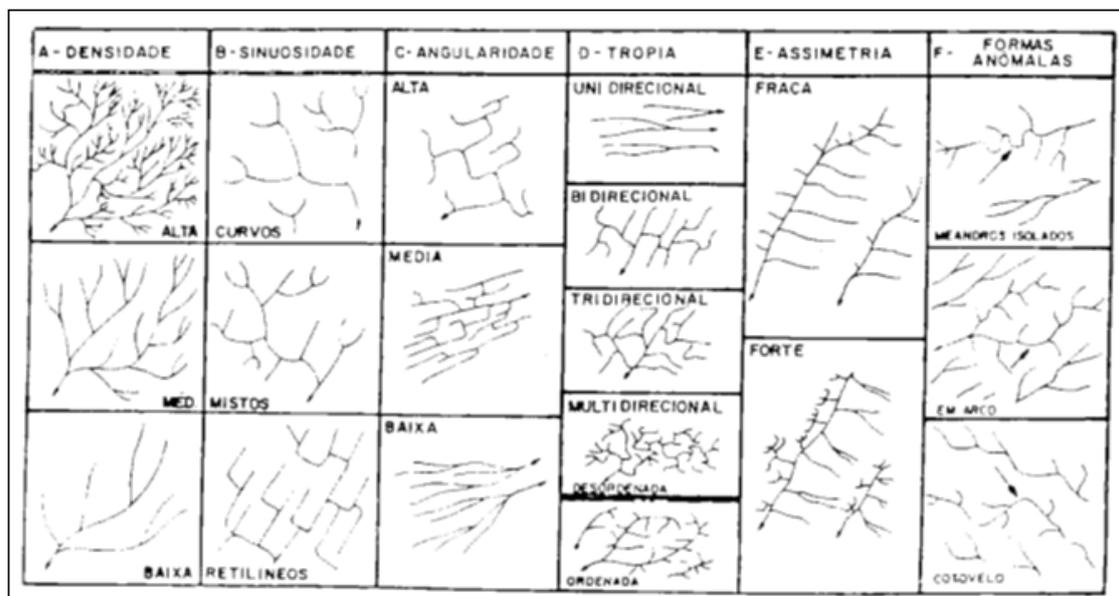


Figura 15. Propriedades da rede de drenagem. Critérios para classificação da rede de drenagem. Fonte: Soares e Fiori, 1976.

A drenagem analisada segundo estas propriedades permite com facilidade descrever e definir diferentes zonas homólogas e caracterizar a interpretação, bem como identificar possíveis influências estruturais. Na rede de drenagem podem aparecer formas anômalas diferente do arranjo geral dos elementos de drenagem. Cada forma anômala deve ser considerada e ter seu significado geológico investigado (SOARES; FIORI, 1976). Além dos lineamentos de drenagem, as formas anômalas como meandros isolados, trechos do rio em arco e cotovelos (figura 15-F) também são fortes indicadores de influência estrutural na configuração do arranjo da drenagem (HOWARD *apud* VARGAS, 2012).

Por meio da revisão de trabalhos já publicados é possível perceber que uma das maneiras mais utilizadas para entender o papel da influência estrutural no relevo, é a análise de lineamentos estruturais, identificados principalmente por meio da disposição da drenagem (GARBOSSA, 2003; SALUMANI *et al.*, 2004; PALHA; CARVALHO, 2005; PAISANI *et al.*, 2005; MUTZENBERG *et al.*, 2006; FORTES *et al.*, 2007; MANTELLI; ROSSETTI, 2009; CORRÊA; FONSÊCA, 2010; MANIERI, 2010; COUTO, 2011; VARGAS, 2012). Apesar do grande número de trabalhos nos anos 2000, foi principalmente durante a década de 1990 que houve maior interesse em estudos geológicos dedicados à interpretação das feições lineares (GARBOSSA, 2003).

Nesse contexto entender o comportamento da rede de drenagem é essencial para pesquisas que envolvam análise fisiográfica da paisagem, como análises morfotectônicas, que constituem significativa ferramenta devido as respostas imediatas da drenagem às reativações tectônicas (VARGAS, 2012).

Os lineamentos deixados pela ação tectônica direcionam o desenvolvimento das redes de drenagem, de modo que estas assumem direções preferenciais (GARBOSSA, 2003). Segundo Bannister (1980) as juntas das rochas podem controlar a drenagem fornecendo-lhes trajetórias mais facilmente erodíveis. Neste sentido, compreender os fatores condicionantes dos lineamentos é importante, pois em diferentes graus podem expressar a influência da estrutura geológica na evolução da paisagem geomorfológica (PAISANI *et al.*, 2005). Por meio da análise da rede de drenagem é possível identificar canais retilíneos, que se destacam das demais drenagens definindo lineamentos morfoestruturais (O'LEARY *et al.*, 1976).

A literatura está repleta de exemplos de trabalhos científicos que buscam identificar lineamentos por meio da drenagem, que resultam de pesquisas realizadas em todas as regiões brasileiras, como exemplo pode-se destacar: Palha e Carvalho (2005) na região Norte; Mutzenberg *et al.* (2006), Mantelli e Rossetti (2009) no Nordeste; Fortes *et al.* (2007) na região Centro-Oeste; Alves e Castro (2003), Corrêa e Fonsêca no Sudeste; Garbossa (2003), Salamuni *et al.* (2004), Paisani *et al.* (2005), Manieri (2010), Couto (2011), Vargas (2012) na região Sul.

Nesse contexto o estudo da disposição dos canais e dos padrões de drenagem reveste-se de grande importância, pois estes podem ser influenciados pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável e estrutura das rochas, pelas diferenças de declividade e também por movimentos tectônicos (STRAHLER, 1987).

Apesar de ser realizado em menor número o estudo das feições lineares do relevo, aliado ao estudo das feições anômalas da rede de drenagem, também pode trazer importantes informações sobre influência estrutural na formação de uma determinada área (SANT'ANNA; SANTOS, 1996; ARAÚJO *et al.*, 2003; STEPANČÍKOVÁ *et al.*, 2008; NASCIMENTO *et al.*, 2012, entre outros). Os Alinhamentos de relevo ou morfolineamentos constituem feição bastante saliente no relevo, com disposição retilínea ou levemente curva, e forte estruturação dos elementos de relevo, de modo geral apresentando conjunto de lineações paralelas que constituem crista simétrica ou levemente assimétrica (SOARES; FIORI, 1976).

A partir da análise da rede de drenagem e a disposição retilínea do relevo é possível também inferir a localização de falhamentos. As falhas são representadas por discontinuidades de zonas homólogas (zonas formadas pela repetição de elementos texturais e mesma estrutura) ao longo de alinhamentos (relevo e drenagem). O movimento dos blocos pode ser observado através do deslocamento lateral de zonas homólogas, rupturas e arrastos das feições lineares ao longo destes alinhamentos (SANT'ANNA; SANTOS, 1996). Soares e Fiori (1976) propõem modelo interpretativo para a determinação de falhas a partir de descontinuidade de zonas homólogas ao longo de um alinhamento (figura 16).

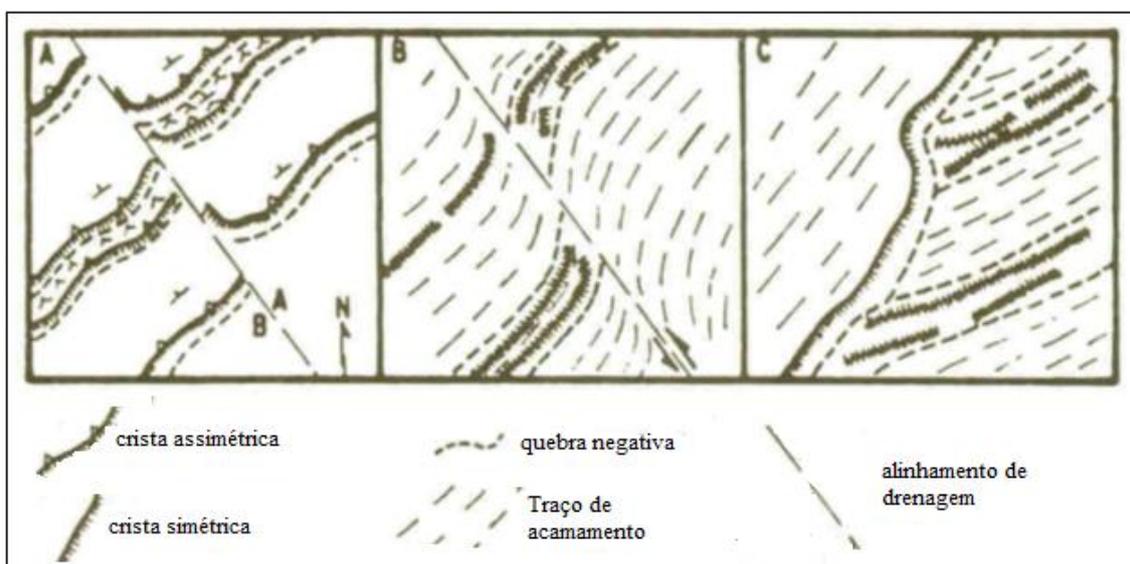


Figura 16. Modelos fotointerpretativos de falhas: descontinuidades de zonas homólogas ao longo de um alinhamento. Fonte: Soares e Fiori, 1976.

Com base nessa breve revisão bibliográfica pode-se inferir que a análise da disposição dos canais e padrões de drenagem constitui importante ferramenta para a identificação e entendimento das estruturas que influenciam na formação do relevo.

3.3. ALTERAÇÃO SUPÉRGENA DAS ROCHAS

3.3.1. Aspectos Gerais do intemperismo supérgeno

A evolução do relevo, mesmo ocorrendo principalmente pela ação mecânica, que se manifesta através de deslizamentos, erosão em lençol, entre outros, passa inicialmente pelo intemperismo químico (THOMAZ, 2008). Esse envolve uma série de reações químicas ao longo do processo evolutivo, desde a rocha fresca até o sólum (LACERDA *et al.*, 2002).

Estas reações incluem a neoformação de minerais hidratados, argilas e oxido-hidróxidos, que no saprolito são consideradas transformações isovolumétricas. A perda de volume durante a pedogênese, a exportação de solutos e a transferência lateral de íons em solução podem rebaixar o relevo (THOMAS, 1994). Entretanto, nem todos os elementos são solubilizados com a mesma intensidade. Alguns tendem a ser prontamente lixiviados pelas águas de percolação, enquanto outros são resistentes e tornam-se progressivamente concentrados no perfil de alteração (LACERDA *et al.*, 2002).

Esse material residual, produto do intemperismo, inclui em proporções variadas, fragmentos e resíduos da rocha original e mineral, substâncias neoformadas produzidas pelo reagrupamento dos constituintes presentes na rocha original e matéria orgânica em vários estágios de decomposição (THOMAS, 1994).

O intemperismo ocorre porque na natureza existe tendência ao equilíbrio físico-químico entre as substâncias (BLAND; ROLLS, 1998). Nos sistemas naturais as fases líquidas, gasosa e as estruturas cristalinas dos minerais são estáveis sob determinadas condições de pressão e temperatura (BIGARELLA *et al.*, 1994). Dessa maneira, quando o magma extravasa na superfície, ele passa por modificações e se transforma em rocha.

Essa rocha sujeita a ação climática e biológica, ao longo do tempo sofre grandes modificações (BIGARELLA *et al.*, 1994). No ambiente de superfície, as condições físico-químicas reinantes e na maioria das vezes a ação dos organismos vivos permitem a ação do intemperismo. Nestas condições ambientais, as rochas primárias, formadas a temperaturas e pressões bem superiores, estarão em desequilíbrio, que se acentua

quando entra em contato com águas meteóricas, iniciando-se o processo de intemperismo (BLAND; ROLLS, 1998).

A ação do intemperismo sobre as rochas libera cátions da estrutura dos minerais, embora nem todos os cátions sejam solubilizados com a mesma intensidade. Alguns são prontamente lixiviados pelas águas percolantes, enquanto outros mais resistentes permanecem concentrados no perfil de alteração (THOMAS, 1994). Ao longo do tempo várias tentativas têm sido feitas para determinar empiricamente a ordem de perda de constituintes no processo de alteração de rochas e da pedogênese (LACERDA *et al.*, 2002). Conforme os autores Polynov (1937) é considerado pioneiro nesse tipo de trabalho determinando a mobilidade relativa dos elementos durante a meteorização das rochas. A ordem de eliminação estabelecida por Palynov é a seguinte: Ca^{2+} , Na^+ , Mg^+ , K^+ , SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 .

A velocidade de lixiviação dos elementos químicos está relacionada com a estabilidade dos minerais. Os minerais das rochas ígneas formados por último, são os mais estáveis nas condições de superfície enquanto que os minerais formados primeiro são atingidos mais rapidamente pelos processos intempéricos (BLAND; ROLLS, 1998).

O intemperismo atuando sobre os minerais primários formados pela cristalização do magma, leva a formação de novos minerais. A frequência de distribuição dos minerais varia com a intensidade dos fatores de alteração da cobertura superficial (KAMPF; KLAMT, 1978).

Os fatores que promovem a alteração da cobertura superficial são o clima, que se expressa na variação sazonal da temperatura e na distribuição das chuvas; o relevo, que juntamente com outras variáveis controla a infiltração das águas pluviais; a fauna e a flora, que fornecem matéria orgânica para reações químicas e remobilizam materiais; a rocha parental, que, segundo sua natureza apresenta resistência diferenciada aos processos de alteração intempérica; e o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos (THOMAS, 1994; CHESWORTH, 1992).

Quando as modificações causadas nas rochas pelo intemperismo além de químicas e mineralógicas, tornam-se estruturais, com transferência de óxido-hidróxidos de ferro e alumínio entre os níveis superiores do manto de alteração, tem-se a pedogênese (RESENDE *et al.*, 2007). Nesse processo a fauna e a flora do solo, ao realizarem suas funções vitais modificam e movimentam enormes quantidades de material, renovando e aerando a parte superficial do solo (LEPSCH, 2002; DUCHAUFOR, 1997).

Em linhas gerais os minerais neoformados a partir do intemperismo e da pedogênese são principalmente argilominerais, do tipo 2:1 (ilita, clorita, vermiculita e esmectita), do tipo 1:1 (caolinita e haloisita) e amorfos (alofana) (RESENDE *et al.*, 2007; EVANS, 1992).

Os processos intempéricos e a pedogênese, que promovem a alteração das rochas e a neoformação de minerais, são também responsáveis pela esculturação do relevo, pois a retirada de material iônico através desses processos promove a perda de massa e volume, levando ao rebaixamento do relevo (VITTE, 2001; 2005). Desse modo, trabalhos de cunho geoquímico de solos e formações superficiais ajudam a entender a evolução do relevo.

3.3.2. O Contexto geológico da Formação Serra Geral no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC)

O Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), área de estudo desse trabalho, insere-se no domínio geológico da Formação Serra Geral, que recobre cerca de 917.000 km² da Bacia do Paraná (MACHADO, 2009). Esse imenso volume de rocha vulcânica é constituído predominantemente por basalto de natureza toleítica, podendo ser dividido em dois grandes grupos: alto - Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$) e baixo - Ti ($\text{TiO}_2 < 2\%$), distribuídos respectivamente acima e abaixo do paralelo 24° (BELLINE *et at. apud* SQUISATO, 2009).

Por muito tempo as rochas dessa unidade morfoestrutural foram consideradas unicamente basálticas. Contudo, estudos geológicos e estratigráficos permitiram o reconhecimento de três litotipos distintos para essa Formação: Unidade Básica Inferior, Membro Palmas e Membro Chapecó (NARDY *et al.*, 2002).

Essa divisão levou em conta as características petro-geoquímicas das rochas que compõem a Formação Serra Geral. As principais características petro-geoquímicas do litotipo Unidade Básica Inferior é o predomínio de basalto e andesitos toleíticos (quadro1).

Quadro 1. Características petro-geoquímicas da Unidade Básica Inferior.

Unidade Básica Inferior	
Espessura máxima do derrame	bordas da bacia: 550 m na região de Novo Hamburgo (RS), com uma porção quase constante de 4 derrames a cada 100 m de lava, sendo de 30 m a espessura média de cada derrame (NARDY <i>et al.</i> , 2002); na parte norte da Bacia do Paraná: os derrames atingem mais de 1.400m de espessura (LEINZ <i>et al.</i> , 1968).
Cor e textura	Coloração cinza escura a negra; textura pode ser hipocristalina, maciça ou vesicular (NARDY <i>et al.</i> , 2002).
Mineralogia	Corresponde a basalto, andesi-basaltos e andesitos de afinidade toleítica, constituídos essencialmente por plagioclásio (43% em média), piroxênios (augita – 24% e pigeonita – 11% em média), olivina (1 % em média), quartzo (0,5% em média), magnetita (7% em média) e apatita (0,5% em média) (NARDY <i>et al.</i> 2002)
Geoquímica	As rochas básicas apresentam teores de sílica de até 59%, o intervalo de 59% a 63% corresponde a rochas de natureza intermediária (NARDY <i>et al.</i> 2002).
Estrutura do derrame	Apresenta-se diretamente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu, através de contato discordante abrupto. Os derrames basais da seqüência apresentam granulação fina e muito fina, feições estruturais típicas de fluxo (acamamento ígneo – sucessão de camadas finas, em que cada uma delas não ultrapassa 10 cm de espessura). A atitude é predominantemente horizontal, com presença de brechas autoclásticas e epiclásticas, onde fragmentos arredondados de basaltos e de arenito Botucatu, com até 30 cm de comprimento, acham-se envoltos por uma matriz fina e muito fina, maciça ou levemente amigdaloidal. No centro do derrame verifica-se aumento na granulação da rocha (até textura média). O diaclasamento passa a ter atitude predominantemente vertical. No topo da seqüência de lavas, ocorre zona vesicular/amigdaloidal, que algumas vezes pode apresentar aspectos espetaculares, quer pela mineralização das vesículas por quartzo (calcita, zeólita ou fluorita, produzindo peças de valor comercial, quer pela quantidade de vesículas, algumas vezes superando o material lítico, gerando zonas de púmices que podem atingir até 20m de espessura (este tipo de jazimento está presente apenas em derrames com espessuras mais elevadas) (NARDY <i>et al.</i> , 2002).

Associadas as rochas básicas da Formação Serra Geral ocorrem rochas ácidas, classificadas como tipo Chapecó ATC, com predomínio de quartzo latitos e riocacitos (quadro 2) e rochas ácidas tipo Palmas ATP, com riocacitos e riolitos (quadro 3).

Quadro 2. Características petro-geoquímicas das rochas ATC.

	ATC
Espessura Máxima do derrame	Aflora a partir da cota de 430 m na região do Rio Paranapanema onde está diretamente sobreposto ao arenito Botucatu até em média 800 m na região de Guarapuava, Entre Rios e Pinhão, com espessura de até 200 m (NARDY <i>et al.</i> , 2002).
Cor e Textura	São porfíricas, com cerca de 24% de fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento, imersos em matriz afanítica de coloração cinza-claro quando fresca e acastanhada quando alterada (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Mineralogia	A mineralogia consiste em fenocristais heuedrais de andesina imersos em matriz constituída fundamentalmente por 4,5% de augita, 2,2% de pigeonita, 3,7% de magnetita e 1,7 de apatita (valores médios) envolvidos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em arranjo félsico, localmente granofírico, imprimindo à rocha textura vitrofírica (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Geoquímica	De maneira geral possuem intervalo de SiO ₂ entre 63,37% e 68,37%, com concentração de álcalis no intervalo de 7,45% a 8,34%. Mostra-se mais enriquecidas em TiO ₂ , P ₂ O ₅ , Al ₂ O ₃ , e Fe ₂ O ₃ e empobrecidas em CaO e MgO em relação as rochas do tipo ATP. Nota-se também que as rochas do tipo ATC são mais ricas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e mais pobres em Rb, Th e U quando comparadas a do tipo ATP (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Estrutura do derrame	No domínio basal apresenta basalto com diaclasamento horizontal, com bandas vesicular/amigdaloidal formando a base de uma zona de brecha epiclásticas com linhas de fluxo contorcidas. O domínio principal tem sua base em contato com zona de acamamento ígneo horizontal do domínio inferior, se caracteriza pelo predomínio de uma zona maciça com diaclasamento vertical intercalada a zonas de bandamento ígneo. O domínio superior está assentado sobre zona amigdaloidal no contato com o domínio principal. Na seqüência tem-se zona de acamamento ígneo horizontal, outra com linhas de fluxo contorcidos, seguido de uma zona de brechas autoclásticas e outra amigdaloidal que constitui a base do basalto hipohialino negro que aflora no topo da seqüência (NARDY <i>et al.</i> , 2008).

Com relação às rochas ácidas mesozóicas se destaca o trabalho de Nardy *et al.* (2008), que estudaram através de litoestratigrafia e geoquímica o significado dessas rochas na Formação Serra Geral. Neste trabalho mostraram que as rochas ácidas mesozóicas cobrem 64.000 km² da Bacia do Paraná, representando 2,5% do volume total da Formação Serra Geral. As rochas ácidas do Membro Palmas representam 2% do volume total, enquanto as rochas ácidas do Membro Chapecó apenas 0,5%.

Quadro 3. Características petro-geoquímicas das rochas ATP.

	ATP
Espessura Máxima do derrame	Ocorre acima da cota de 1000 m; com espessura máxima de 176 m no platô de Matos Costa (NARDY <i>et al.</i> , 2002).
Cor e Textura	Apresentam coloração cinza-claro, as vezes adquirindo tonalidade vermelho-acastanhada, natureza afírica, textura hipo a holohialina com marcante aspecto sal-e-pimenta (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Mineralogia	Sua mineralogia essencial é de microfenocristais (granulação inferior a 0,2 mm) de plagioclásio (labradorita) que chega a constituir até 16% do volume total da rocha, 11% de augita, 3% de pigeonita, 5% de magnetita e menos de 1% de apatita. A matriz é composta por material semivítreo, que atinge em média 63% do volume da rocha (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Geoquímica	Os teores de sílica apresentam-se no intervalo 63% a 72,07%, com concentração de álcalis da ordem de 5,98% a 8, 64%. As rochas do tipo ATP apresentam maiores relações Rb/Ba, U/Nb e Ce/Sr em relação a do tipo ATC. Verifica-se também que a relação La/Lu (7,04) é menor no tipo ATP em relação ao tipo ATC (10,37) (NARDY <i>et al.</i> , 2008).
Estrutura do derrame	O derrame pode ser dividido em três domínios principais: o inferior ou basal que se caracteriza por apresentar na zona de contato com o basalto maciço, presença de vesículas e amígdalas, diaclasamento e brechas epiclásticas, com acamamento ígneo horizontal; o domínio intermediário ou principal (apresenta as maiores espessuras), se configura como uma zona maciça com diaclasamento vertical; o domínio superior ou de topo é o que apresenta a maior diversidade, zona com acamamento ígneo horizontal por vezes contorcido em contato com o domínio maciço principal, na seqüência se destacam pichestones em forma de lente e logo acima uma zona vesicular que constitui a base do basalto maciço que por vezes aflora na superfície (NARDY <i>et al.</i> , 2008).

Do ponto de vista litoquímico as rochas do tipo Chapecó são mais enriquecidas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e empobrecida em Rb, Th e U em comparação com as do tipo Palmas. O forte enriquecimento de alguns elementos traços (e.g. Nb= 2,58) aponta para fontes magmáticas distintas, e de processo de contaminação crustal evidenciado pelas relações Rb/Ba (de 0,27 a 0,31 para as do tipo Palmas e de 0,09 a 0,11 para as do tipo Chapecó). Esses dados permitiram reconhecer cinco subgrupos distintos de rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), denominados de Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Clevelândia e Jacuí (figura 17) e outros

subgrupos de rochas ácidas do tipo Chapecó (ATC), denominados de Ourinhos, Guarapuava e Tamarana (NARDY *et al.*, 2008).

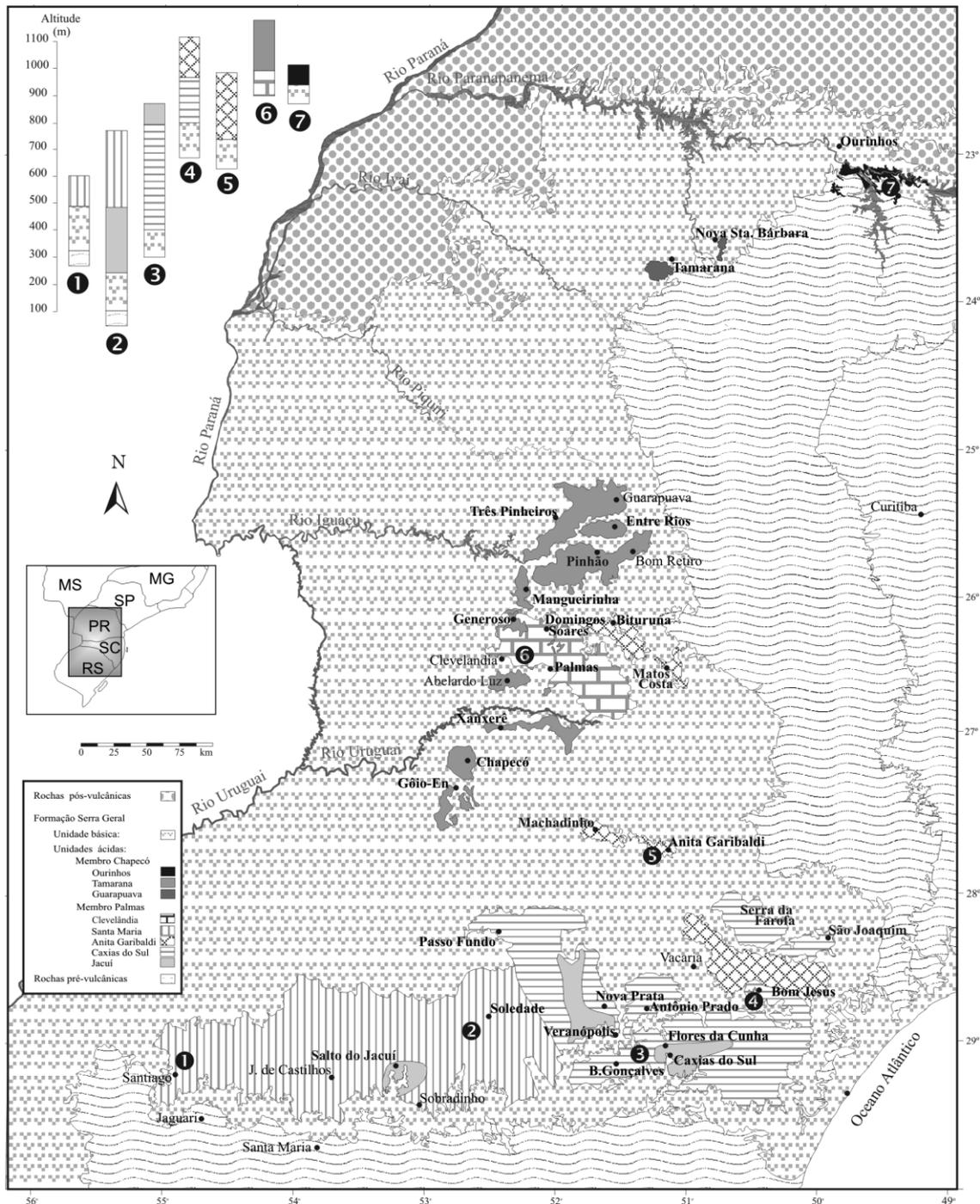


Figura 17. Mapa Litoestratigráfico dos Membros Palmas e Chapecó da Formação Serra Geral (modificado de Nardy *et al.*, 2002 por Nardy *et al.*, 2008). No detalhe, seções colunares representativas das associações litogeoquímicas observadas entre Jaguari-Santiago (1), Sobradinho-Soledade (2), Bento Gonçalves-Flores da Cunha (3), Bom Jesus-Vacaria (4), Machadinho-Anita Garibaldi (5), Clevelândia-Generoso (6), Rio Paranapanema-Ourinhos (7). Fonte: Nardy *et al.* (2008).

No contexto geológico da Formação Serra Geral, o Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC) faz parte do Membro Palmas, sendo as rochas que afloram nessa unidade litoquimicamente pertencentes ao subgrupo Clevelândia. Este se estende por

uma área de 4087 km², aproximadamente de General Carneiro até Clevelândia, ao sul do Estado do Paraná, com espessura média de 150 m e volume da ordem de 613 km³. A composição química média das rochas ácidas do subgrupo Clevelândia é de 70,24% de SiO₂, 0,78 de TiO₂, 12,12% de Al₂O₃, 5,43% de Fe₂O₃, 0,09% de MnO, 0,73% de MgO, 1,9 de CaO, 2,67% de Na₂O, 4,8% de K₂O, 0,21% de P₂O₅ (NARDY *et al.*, 2008).

As características das rochas tem reflexo na composição química e mineralógica dos materiais formados pelo seu intemperismo (PEDRON, 2007). Sendo assim, uma vez que foram apresentadas anteriormente as principais características das rochas efusivas da Formação Serra Geral, a seguir serão apresentadas as características mineralógicas dos produtos de alteração dessas rochas.

3.3.3. Intemperismo supérgeno e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral

Em relação aos produtos do intemperismo e rochas ígneas vulcânicas da Formação Serra Geral pode-se citar vários trabalhos, em grande parte sobre a alteração de rochas básicas (KAMPF; KLAMT, 1978; OLIVEIRA *et al.*, 1998; CORRÊA, 2003, entre outros).

Ao estudarem solos desenvolvidos sobre substrato basáltico em diferentes regiões da Formação Serra Geral, Kampf e Klamt (1978) demonstram que a alteração das rochas basálticas leva preferencialmente à formação de argilominerais 1:1 e óxidos de ferro nos estágios mais avançados do intemperismo. Esses produtos também são apontados por Corrêa (2003) ao estudar a mineralogia de saprolitos de basaltos ao sul e oeste do Estado de Santa Catarina, os quais são constituídos essencialmente de caulinita, óxidos de ferro como a magnetita, a goethita e a hematita. Contudo, em estágios menos avançados de intemperismo predominam argilominerais 2:1, principalmente montmorillonita, vermiculita e esmectita, e também minerais residuais do tipo cristobalita e quartzo (KAMPF; KLAMT, 1978; OLIVEIRA *et al.*, 1998).

Em relação aos produtos do intemperismo das rochas ígneas vulcânicas ácidas a bibliografia é menos abundante, e em particular sobre a ocorrência dessas rochas no Estado do Paraná (VOLKMER, 1999). Dentre os trabalhos existentes pode-se destacar alguns, que buscaram entender os processos de alteração das rochas ácidas vulcânicas da Formação Serra Geral (MENEGOTTO; GASPARETTO, 1987; CLEMENTE, 1988; GASPARETTO, 1990; VOLKMER, 1999; TRUFFI, 2000; CLEMENTE, 2001).

Menegotto e Gasparetto (1987) estudaram o produto da alteração de rochas vulcânicas ácidas, do tipo vitrófiro e riolito, na região de Santa Maria (RS). A alteração do vitrófiro originou esmectita em elevada proporção, enquanto o riolito formou geles amorfos, caulinita, illita e menores proporções de esmectita. Posteriormente Gasparetto (1990) estuda a alteração das rochas ácidas da região de Santa Maria (RS), reconhecendo as principais transformações mineralógicas ocorridas nessas rochas. A partir da alteração de piroxênios, vidro vulcânico e plagioclásios formam-se esmectita, produtos amorfos e goethita. Do intemperismo de feldspato alcalino tem-se caulinita, illita e produtos amorfos. A alteração de magnetita resultou em produtos amorfos e goethita. Esses produtos amorfos do intemperismo foram associados por Gasparetto (1990) como resultante de drenagem deficiente nos locais analisados, individualizando a bissialitização.

Na região Sudeste do Brasil, mais precisamente em Pirajú (SP), Truffi (2000) estudou os produtos de alteração e solos desenvolvidos a partir das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral. As rochas ácidas estudadas caracterizam-se pela presença de fenocristais de plagioclásio, piroxênio e microfenocristais de magnetita que formam a matriz vítrea. Por meio de difratometria de raio-X Truffi (2000) observou que a mineralogia da fração argila é bastante simples sendo composta por caulinita (dominante), gibbsita, mica, esmectita, vermiculita e halohisita. As frações silte e areia são compostas basicamente por: quartzo, feldspato, plagioclásio, piroxênio, sendo que na fração areia o piroxênio e a magnetita estão ausentes evidenciando sua degradação.

Os plagioclásios das rochas ácidas de Pirajú (SP) revelaram três ordens principais de alteração: a) nos cristais cuja evolução intempérica foi praticamente direta para a caulinita, sugerindo intemperismo não muito intenso, processo de hidrólise parcial (monossialitização); b) nos cristais onde a evolução é para gibbsita, sugerindo intemperismo muito intenso com predomínio da alitização (hidrólise total); c) nos cristais de plagioclásio onde a evolução é para mica e halohisita, onde o predomínio é da hidrólise parcial. Já os piroxênios apresentam linha evolutiva principal de alteração do tipo estrutura porosa (“Boxwork”), com preenchimento de hematita e goethita ao longo de seu sistema de clivagem e fratura. A matriz do riolito altera-se para caulinita e oxidróxidos de Fe. Com base na alteração do plagioclásio para caulinita, em relação às condições climáticas da região Truffi (2000) concluiu que o fenômeno de alteração predominante em Pirajú (SP) é a monossialitização.

Clemente (2001) estudou o intemperismo de rochas ácidas e intermediárias (riólitos e riodacitos – Membros Chapecó e Palmas) da Formação Serra Geral na região sul e sudeste do Brasil selecionando, para este estudo sequências de alteração nas regiões de Palmas (PR), São Joaquim e Chapecó (SC), Caxias do Sul e Xanxerê (RS), Piraju e Xavantes (SP). Para caracterizar o intemperismo dessas seqüências de alteração e traçar possível comparação da evolução intempérica em regiões de climas diferenciados, o autor realizou estudos mineralógicos e geoquímicos nas diversas fases de alteração dos distintos horizontes de cada seqüência e para cada região citada. Os resultados obtidos por Clemente (2001) mostraram que em condições de intemperismo a matriz das rochas ácidas dos tipos Chapecó e Palmas têm comportamentos semelhantes. Ambos evoluem no sentido de formação de plasma caulínico nos horizontes de rocha alterada e nos horizontes C/R e B dos solos. Os fenocristais – ATC e os microfenocristais – ATP, constituídos principalmente de plagioclásio e piroxênios, evoluem no sentido da formação de “Boxworks” onde se alojam os minerais de argila 2:1 (montmorillonita, illita e vermiculita). Essas estruturas também foram observadas identificadas por Truffi (2000) na alteração de piroxênios das rochas ácidas de Pirajú (SP). Nesse estudo Clemente (2001) inferiu que na Região Sul do Brasil predomina o processo de monossilização, enquanto na região Sudeste predomina o processo de alitização. Nos estágios iniciais das alterações dessas rochas vulcânicas, predomina a bissialitização, com a presença de sílica sem forma definida e sílica criptocristalina. O quartzo identificado por meio de análise por microscopia eletrônica de varredura, em amostras indeformadas de solos e rocha alterada, tem características “in situ”, o que comprova seu caráter secundário.

No Estado do Paraná Clemente (1988) estudou as alterações e solos desenvolvidos sobre riodacitos porfíricos e vitrofíricos da região dos Planaltos de Guarapuava e Palmas, com ênfase para a evolução mineralógica dos plagioclásios, piroxênios e material vítreo. Os resultados obtidos por esse autor permitiram propor diferentes rotas de alteração dos minerais, tais como: plagioclásio alterando-se diretamente para gibbsita ou para geles e então para gibbsita, e também para geles mais gibbsita e caulinita. O piroxênio altera-se para esmectita e goethita ou para goethita e gibbsita. A magnetita altera-se diretamente para óxidos de ferro (hematita e goethita). Na matriz dessas rochas ácidas, duas assembleias distintas de produtos de alteração foram caracterizadas: a) as ácidas tipo Chapecó (ATC) tem na sua evolução a

sequência: matriz vítrea > geles > gibbissita + caolinita; b) no material tipo Palmas (ATP) a linha evolutiva é: matriz vítrea > quartzo + esmectita.

Aliando os fenômenos de alteração dos plagioclásios > gibbissita, a mineralogia, o caráter predominante álico dos solos e as condições climáticas da região Clemente (1988) identificou que o fenômeno de alteração predominante na região dos Planaltos de Guarapuava e Palmas é a alitização, enquanto no sul do Brasil predomina o processo de monossilicização (CLEMENTE, 2001).

Volkmer (1999) estudou o processo de alteração e formação de solos nas rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (ATP) e ácidas do tipo Chapecó (ATC). Através de estudos morfológicos, micromorfológicos e mineralógicos caracterizou dois cortes na região de Palmas (PR) e três perfis em Pinhão (PR). As características morfológicas, micromorfológicas, granulométricas e mineralógicas analisadas nas coberturas de alteração de Pinhão e de Palmas mostraram que as transformações geoquímicas foram diferenciadas nestas regiões. Em Pinhão a pseudomorfose direta verificada entre plagioclásio em gibbissita, comprovaria a transformação mineral por alitização em ambientes de boa drenagem, responsáveis por intensa lixiviação. Já na região de Palmas conforme Volkmer (1999) o processo dominante é o de monossilicização, diferindo das conclusões do trabalho de Clemente (1988), que aponta como processo predominante nos Planaltos Guarapuava e Palmas a alitização, mas indo ao encontro dos resultados obtidos por Clemente (2001).

3.4. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

3.4.1. Aspectos Gerais

Alteração hidrotermal é um processo complexo envolvendo mudanças químicas e texturais, resultado da interação de fluidos aquosos quentes (entre 50 e 500 °C) com as rochas (PIRAJNO, 1992). Esses fluídos aquosos quentes reagem com os minerais das rochas nas quais percola homoganeamente (pervasivamente) ou em fissuras, e provocam alterações químicas, mineralógicas e texturais (PIRAJNO, 2009). Em essência, os fluidos hidrotermais atacam os minerais das rochas, que tendem a formar novas assembleias mineralógicas que estarão em equilíbrio com as novas condições do meio (CHAMLEY, 1989).

O processo é uma forma de metassomatismo envolvendo troca de componentes químicos entre o fluido e as paredes da rocha. Portanto, também é possível que o fluido mude sua composição como resultado de sua interação com a rocha. Os principais fatores que controlam o processo de alteração são: (1) a natureza da rocha; (2) a composição do fluido; (3) concentração, atividade e potencial químico dos componentes do fluido, assim como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , S_2 , etc. (PIRAJNO, 2009). No entanto, pesquisas demonstram que o produto da alteração em sistemas epitermais não depende tanto da composição da rocha quanto da permeabilidade, temperatura e composição do fluido. Por exemplo, em temperaturas entre 250-280°C, assembleias minerais similares (quartzo-albita-k-feldspato-epidoto-illita-calcita-pirita) são formadas no basalto, arenito, riolito e andesito (HENLEY; ELLIS *apud*, PIRAJNO, 1992). Outros trabalhos, contudo, enfatizam o papel fundamental da natureza e composição da rocha no processo de alteração hidrotermal, particularmente em sistemas pórfiros (PIRAJNO, 1992).

Os processos hidrotermais são responsáveis pela formação de vários tipos de depósitos minerais metálicos, que tem em comum o fato de terem se precipitado a partir de fluidos, mediante interação com rochas preexistentes (FIGUEIREDO, 2000). A maioria dos minerais utilizados na indústria são de origem hidrotermal, como por exemplo, ouro, prata, cobre, zinco, estanho, tungstênio, mercúrio, antimônio, molibdênio. Além desses, muitos minerais não metálicos também tem sua formação a partir do hidrotermalismo (BATEMAN, 1956). A ação de fluidos hidrotermais sobre as paredes da rocha é por infiltração e/ou difusão de espécies químicas (PIRAJNO, 1992). A circulação hidrotermal, e a alteração relacionada, geralmente envolvem grandes quantidades de fluidos que passam através de determinados volumes da rocha, que apresenta considerável permeabilidade, na forma de fraturas ou espaços porosos conectados (PIRAJNO, 2009).

Os fluidos hidrotermais são mais quentes próximos às fontes ígneas e gradualmente perdem temperatura com o afastamento da fonte intrusiva. Dessa maneira, a partir da distância da fonte de calor os depósitos são classificados em hipotermiais (alta temperatura), mesotermiais (temperatura intermediária) e epitermais (baixa temperatura) (PIRAJNO, 1992).

A origem dos fluidos hidrotermais vem sendo arduamente discutida ao longo do tempo. Antes de Werner as soluções mineralizantes eram consideradas como difundidas por fluxos ascendentes de fonte incerta. Contudo Werner defendia que os fluxos de água ascendente derivavam de um oceano primitivo. O conceito de que as soluções

mineralizantes são de origem magmática passou a ser largamente aceito na metade do século XX, e têm persistido até o presente, apesar de controvérsias relacionadas às secreções laterais, água superficial, e fluxos ascendentes de água meteórica quente (BATEMAN, 1956).

Os fluidos hidrotermais estão ligados principalmente à água magmática ou juvenil (PIRAJNO, 2009). A água é o principal constituinte móvel do magma, crescendo em quantidade com o aumento da diferenciação, estimativas de quantidade de água em magma atingem de 1 a 15 % (GUILBERT, 1986). A água magmática pode ser distinguida entre água vulcânica e plutônica de acordo com a profundidade em que a água se separa do magma (WHITE *apud* GUILBERT, 1986). Tal água contendo voláteis e minerais dissolvidos é chamada de “solução mãe”. Geralmente é rica em cobre, chumbo, zinco, prata, ouro, e íons como Li, Be, B, Rb, e Cs, e significantes quantidades de alcalinos, alcalinos terrosos, e voláteis especialmente Na, K, Ca, Cl e CO₂ (GUILBERT, 1986). Contudo, a composição da água magmática depende de alguns fatores: 1) tipo de magma e história da cristalização; 2) relação temperatura e pressão durante e depois da separação do magma; 3) a natureza de outras águas que podem se misturar com a água magmática; 4) reações com a rocha (WHITE *apud* GUILBERT, 1986).

As soluções hidrotermais que circulam através das fraturas das rochas precipitam seu conteúdo mineral formando os chamados depósitos de preenchimento cavitário (*cavity-filling deposits*) ou por substituição metassomática da rocha formando os depósitos de substituição (*replacement deposits*). O enchimento das cavidades da rocha por precipitação da solução pode algumas vezes ser acompanhado pela substituição metassomática das paredes das cavidades, sendo assim, pode haver gradação entre esses dois tipos de depósitos. Em geral, domina a substituição metassomática em condições de alta temperatura e pressão próximo à intrusão onde os depósitos hidrotermais são formados. Já os depósitos de cavidade de preenchimento são formados em condições de baixa temperatura e pressão onde os depósitos epitermais são formados. Quando ocorrem ambos os tipos caracteriza-se um depósito mesotermal (BATEMAN, 1956).

3.4.2. Depósito de preenchimento cavitário

A caracterização do depósito de preenchimento cavitário a seguir será apresentada conforme considerações de Bateman (1956). Para esse autor a formação deste tipo de depósito envolve dois processos separados: 1) a formação de aberturas na rocha, e 2) a deposição de minerais. Os dois processos são geralmente separados por longo intervalo de tempo. Em poucos casos ambos os processos podem ser simultâneos.

Os depósitos desse tipo são agrupados da seguinte maneira: *Fissure veins*; *Shear zone deposits*; *Stock works*; *Saddle reefs*; *Ladder veins*; *Fold craks*; *Breccia deposits*; *Solution cavity deposits*; *Pore-space filling*; *Vesicular filling*.

Em depósito de preenchimento cavitário os minerais são organizados em sucessivas camadas. Em alguns lugares, oito ou dez minerais podem ocorrer ou recorrer em uma sequencia mineral (figura 18).

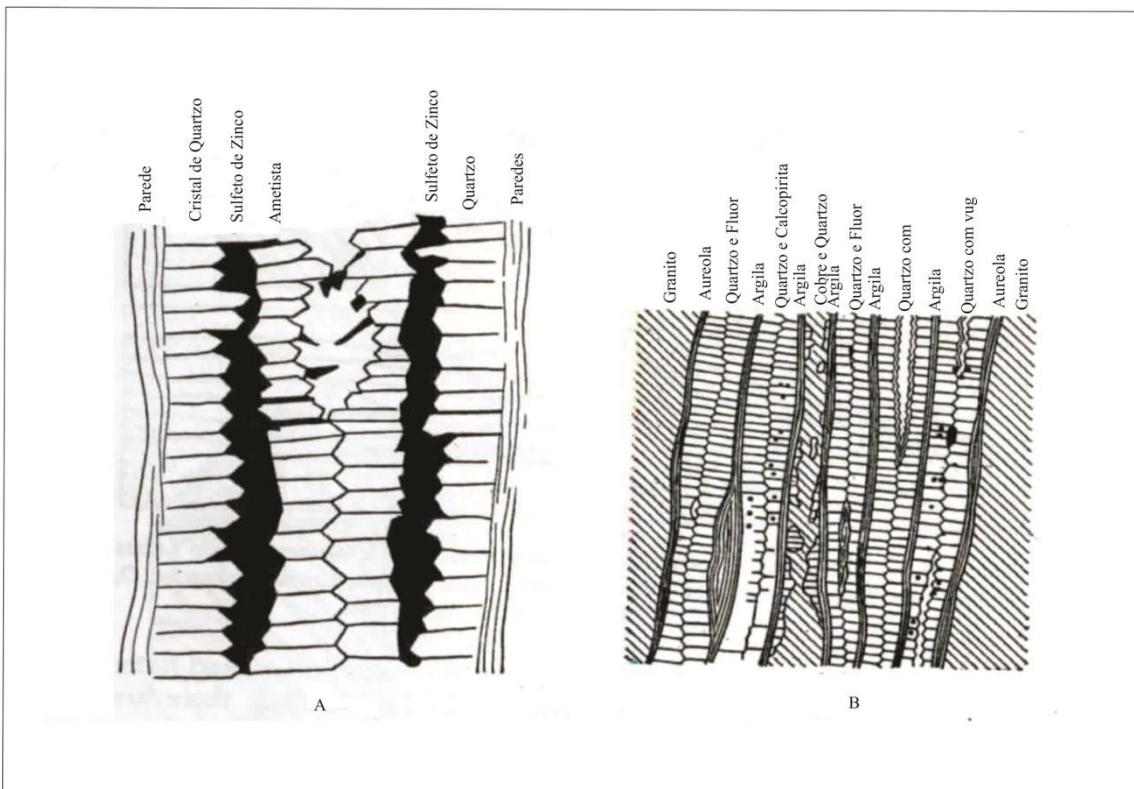


Figura 18. A: Cristais de Quartzo que cresceram para fora das paredes da fissuras em direção ao centro aberto, formando estruturas de pente; B: veio de estanho com crosta em que ocorreu a reabertura da crosta. Fonte: adaptado de Bateman, 1956.

Nesse tipo de depósito os últimos minerais a se formarem são sobrepostos aos cristais mais antigos e acabam por preencher a porção central do depósito. A causa da sequencia de deposição mineral em depósito de preenchimento cavitário é geralmente relacionada ao decréscimo da solubilidade dos minerais em solução que está relacionada

à diminuição da temperatura e pressão. O mineral menos solúvel deposita-se primeiro e o mais solúvel por último. Contudo, a solubilidade relativa, a alcalinidade ou acidez e outros fatores também interferem na deposição dos minerais.

3.4.3. Depósitos de Substituição

A caracterização do depósito de substituição a seguir será realizada conforme Bateman (1956). A substituição metassomática (*metasomatic replacement*) ou simplesmente substituição (*replacement*) como é geralmente chamada, é o mais importante processo na formação de depósitos minerais hidrotermais. É dominante em depósito de média e alta temperatura, e é importante nos depósitos de baixa temperatura.

Replacement é um processo essencialmente simultâneo de solução e deposição, através do qual novos minerais substituem minerais anteriormente formados. Por meio de substituição a madeira pode ser transformada em sílica (petrificação), um único mineral pode ocupar o lugar do outro, mantendo sua forma e tamanho (pseudomorfismo), ou um grande corpo de minério pode ocupar igual volume de rocha.

Quando a solução mineralizante encontra minerais que são instáveis em sua presença, ocorre a substituição. A troca é praticamente simultânea e o corpo mineral resultante ocupa o mesmo volume e pode reter a idêntica estrutura do mineral original. É como se a partir de uma parede de tijolos, cada tijolo fosse removido um a um, e um tijolo de composição diferente fosse recolocado em seu lugar. No fim, o resultado seria uma parede exatamente do mesmo tamanho e forma, até as minúcias do tijolo padrão, salvo que teria outra composição.

Exames microscópicos de minerais de substituição revelam que eles são comumente construídos em estágios e que os primeiros minerais de substituição formados são substituídos pelos últimos a se formar. Por exemplo, a pirita, mineral comum entre os primeiros minerais formados, pode ser substituída pelos sulfetos que são os últimos a se formar. A pirita é atacada ao longo das bordas e particularmente ao longo de fraturas muito pequenas. A substituição das paredes da fratura estende-se para o interior até que pequenas ilhas de pirita são deixadas entre vênulas que se interceptam (figura 19).

Ainda mais tarde minerais metálicos podem por sua vez substituir os de segunda geração. É possível que oito ou dez etapas desse tipo possam ocorrer. Entre os minerais

comuns pirita é geralmente seguida por cobre, e por sua vez por zinco, chumbo e minerais de prata.

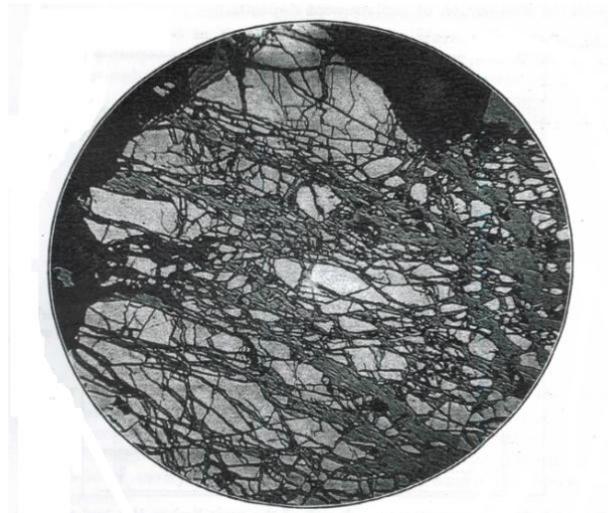


Figura 19. Substituição de pirita (branco) por sulfeto de zinco (cinza) ao longo de rachaduras. Aumentado 90 vezes. Fonte: Bateman, 1956.

O crescimento dos depósitos de substituição pode proceder de três maneiras: por fissuras; por frente de avanço ou por múltiplos centros de avanço. O crescimento por fissuras ocorre quando primeiro as paredes são substituídas, sendo que a substituição avança de forma massiva em direção ao interior do corpo rochoso (figura 20-A). Quando o crescimento procede a partir de uma frente de avanço, ocorre uma espécie de zona de substituição disseminada com substituição parcial acontecendo em alguns pequenos centros (Figura 20-B). Já o crescimento por múltiplos centros, esses podem crescer até se encontrarem para formar um corpo de minério maciço, ou podem permanecer assim como centros separados (figura 20-C).

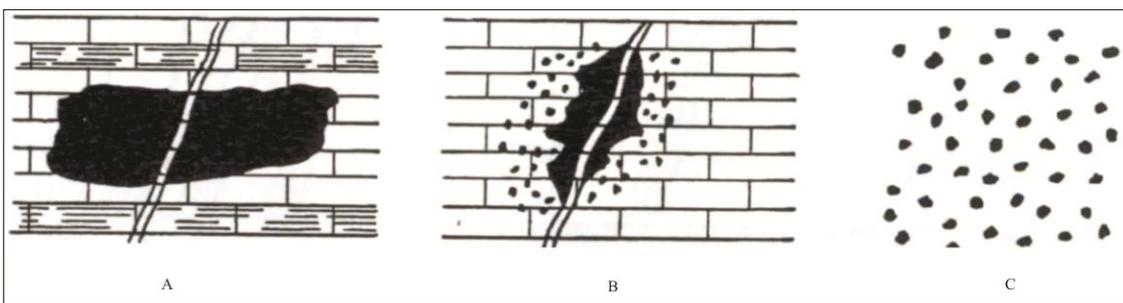


Figura 20. Tipos de substituição (*replacement*): A: Face negra de substituição; B: Zona de substituição disseminada; C: Centros múltiplos. Fonte: Bateman, 1956.

Várias estruturas físicas e feições químicas da rocha servem para orientar e localizar depósitos hidrotermais. Essas feições são extremamente importantes na conexão com a localização de depósitos de substituição.

As características químicas das rochas hospedeiras podem ser o fator controlador na localização de minérios, mas feições estruturais geralmente operam em conjunto. Feições estruturais como fissuras, zonas de cisalhamento e fissuras de interação são localizadores primordiais de depósitos, formando filões de substituição (figura 21) e expansão de interação (figura 22).

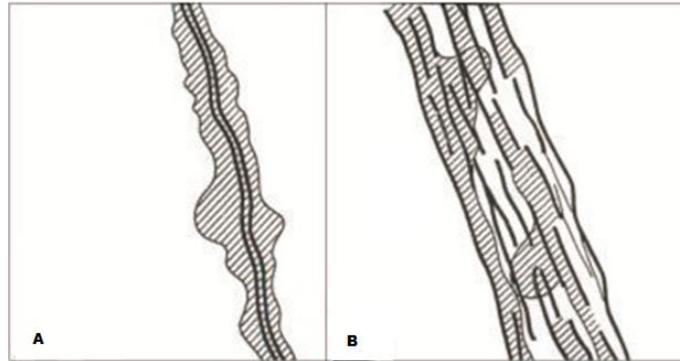


Figura 21. Desenvolvimento de filões de substituição (A) ao longo de uma única fissura e (B) ao longo de uma zona de cisalhamento. Fonte: Bateman, 1956.

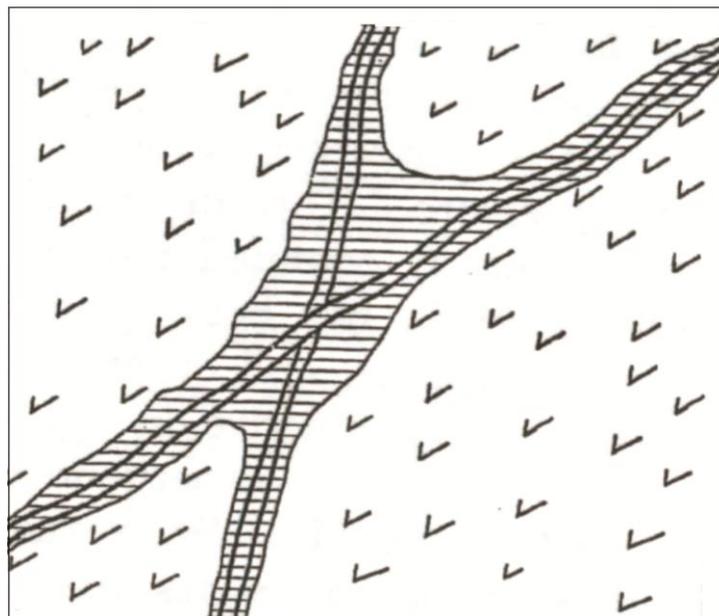


Figura 22. Depósito de substituição (*replacement*) localizado por interação de fissuras. Fonte: Bateman, 1956.

Feições sedimentares, particularmente acamadadas, planos de acamamento, são especialmente efetivas na localização de corpos de substituição (figura 23).

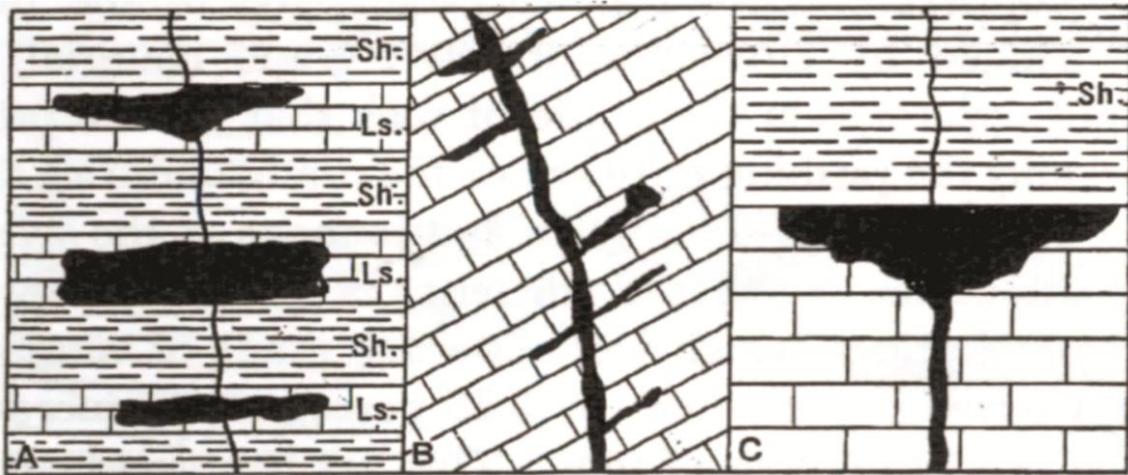


Figura 23. Relação de corpos de substituição (*replacement*) com feições sedimentares (preto na figura é depósito mineral): A, com camadas de calcário; B, com planos de estratificação; C, com sobrejacente camada impermeável. Fonte: Bateman, 1956.

O reconhecimento, em campo, de depósitos de substituição é difícil. Muitas feições envolvidas na sua origem, contudo, deixam sinais reconhecíveis que são diagnósticos de processos relacionados, alguns em escala visual, outros somente em escala microscópica (BATEMAN, 1956).

Uma excelente feição de depósito de substituição, a saber, são núcleos não suportados. Estes desempenham importante papel em direção à elucidação da substituição. Esses núcleos são resíduos não suportados no interior da rocha que escapam da substituição quando a rocha em seu entorno foi alterada (figura 24).

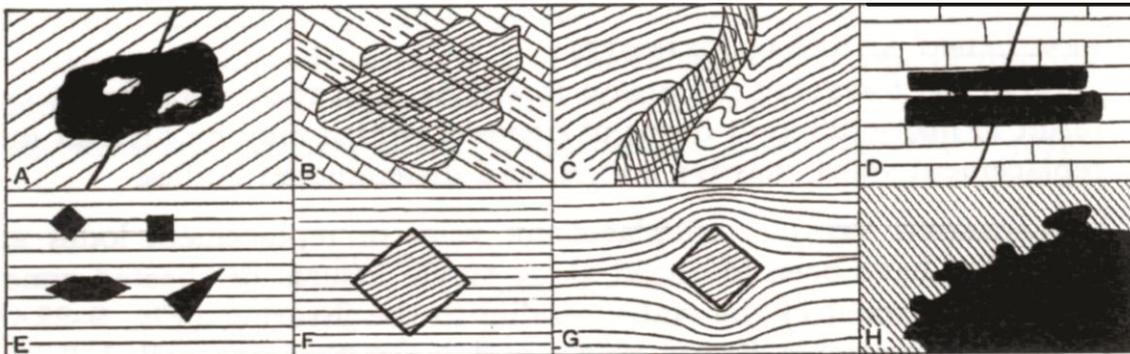


Figura 24. Feições ilustrando critérios de substituição (*replacement*). A: resíduo não suportado; B: estratificação preservada; C: dobras preservadas; D: Camadas de minério confinadas; E: cristais duplamente terminados; F: cubos de pirita truncando camadas, G: onde o cubo cresceu entre as camadas; H: contorno irregular. Fonte: Bateman, 1956.

Se o corpo do minério tiver sido formado por preenchimento em aberturas, alguns resíduos ficam sobre as paredes da cavidade. Se o resíduo contém planos de estratificação em alinhamentos como estes das paredes da rocha (figura 24-A) a evidência de substituição é muito forte (BATEMAN, 1956).

Um segundo critério de substituição é a preservação da estrutura da rocha preexistente como mostrado na figura 24-B. Um terceiro critério é a transecção por um corpo de minério irregular em relação à estrutura da rocha que continua sobre ambos os lados do depósito mineral, particularmente se a estrutura se mantém no interior do corpo mineral (figura. 24-B-C-D).

Cristais hermeticamente fechados denunciam duplamente que são de natureza diferente da rocha original e são também, diagnóstico, de substituição, particularmente se cortarem transversalmente diversos grãos individuais da rocha (figura 24-E). Minerais que substituem exatamente outros de composição muito diferente, mantendo a forma e o volume, são chamados pseudomorfos (figura 24-F-G).

Os contornos de um corpo mineral, com características protuberantes e bordas avançando em direção ao interior da rocha, como na figura 24-H, também indicam origem por substituição.

Veios ondulados cujas paredes não coincidem com os cristais que cortam transversalmente e possuem diversas orientações diferentes, ampliando-se em alguns lugares e estreitando-se em outros (figura 25), denotam substituição.

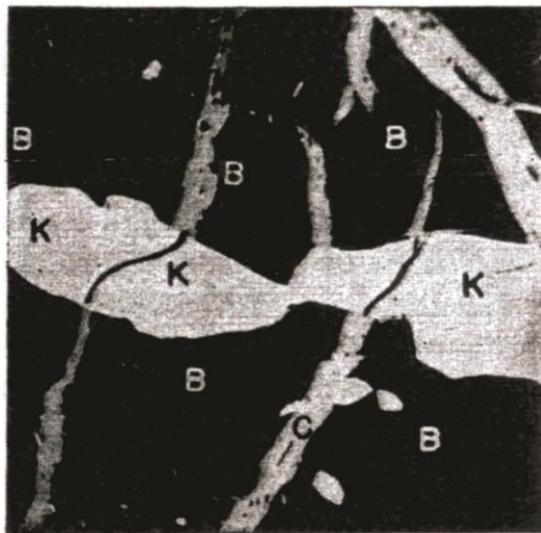


Figura 25. Vênulas de substituição de minério de cobre que se alarga por substituição em mineral B (bornita) porém não em mineral K. Aumentado 260 vezes. Fonte: Bateman, 1956.

3.4.4. Tipos de Alteração Hidrotermal

Os tipos de alteração hidrotermal são classificados em função da assembleia mineralógica e das mudanças químicas (PIRAJNO, 2009). Estes conforme Pirajno (1992) são resultado das interações dos fluídos hidrotermais com as rochas sob diferentes condições de temperatura e razão a_K^+/a_H^+ (atividade de potássio e hidrogênio

3.4.4.2. Alteração Propilítica

A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H_2O , CO_2 e S no sistema. Os minerais típicos são epidoto, clorita, carbonatos e albita, K-feldspato e pirita (figura 27). Pode estar presente também quartzo, óxidos de ferro, montmorillonita, zeólita e finos cristais de actinolita (PIRAJNO, 1992).

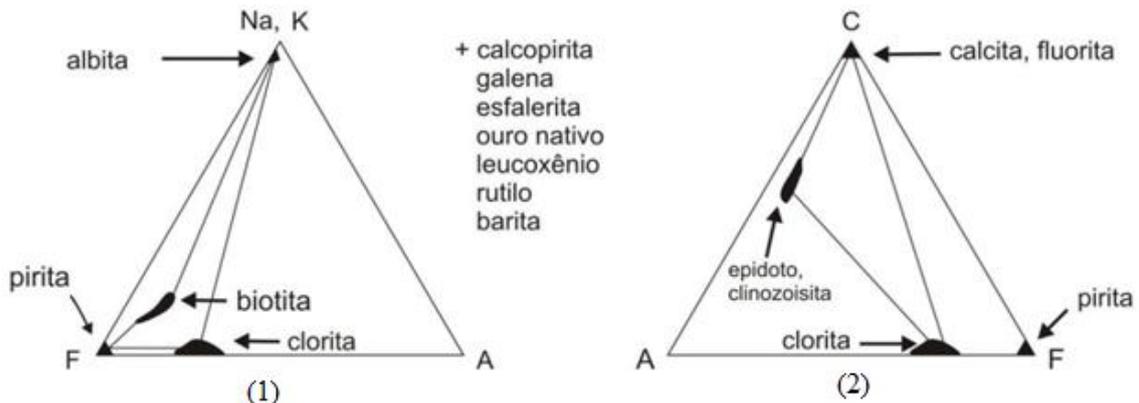


Figura 27. Diagramas (1) AKF e (2) ACF representando as paragéneses da alteração propilítica. Fonte: Modificado de Pirajno (1992) por Misas (2010).

3.4.4.3. Alteração sericítica

A alteração sericítica é o mais comum dos tipos de alteração hidrotermais (figura 28). Está presente em quase todos os depósitos minerais hidrotermais, desde sulfetos maciços vulcanogênicos Arqueanos até sistemas epitermais recentes. Os minerais comumente associados com esse tipo de alteração são K-feldspato, caulinita, calcita, rutilo, anidrita e apatita (PIRAJNO, 1992). Neste tipo de alteração geralmente há mistura de fluídos ígneos com fluídos meteóricos (MISAS, 2010).

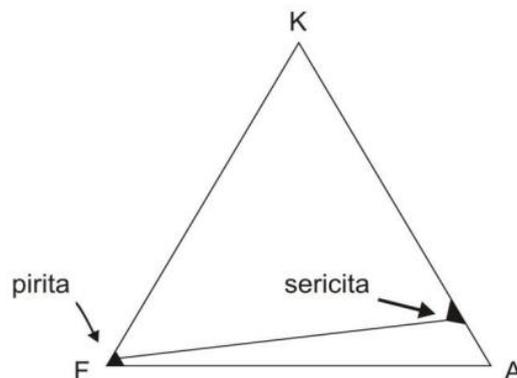


Figura 28. Diagrama AKF representando a paragéneses da alteração sericítica. Fonte: Modificado de Pirajno (1992) por Misas (2010).

3.4.4.4. Alteração argílica

A alteração argílica é caracterizada pela formação de argilominerais por meio de intensa lixiviação ácida a baixas temperaturas (100 a 300 °C) (figura 29). Neste tipo de alteração a intensa lixiviação ácida transforma o feldspato em argilominerais, como a caulinita, illita, montmorillonita, dickita, haloisita e allofana (PIRAJNO, 1992).

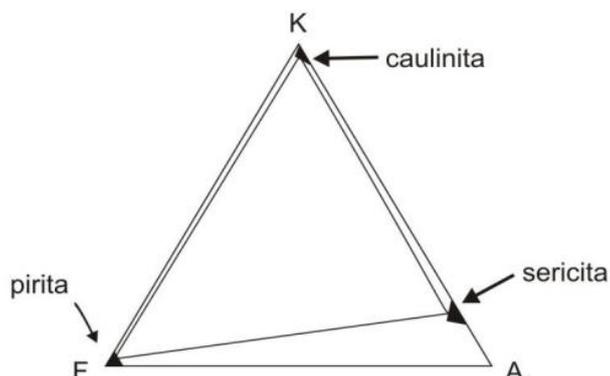


Figura 29. Diagrama AKF representando a paragénesis mais comum encontrada na alteração argílica. Fonte: Modificado de Pirajno (1992) por Misas (2010).

3.4.4.5. Alteração argílica avançada

A alteração argílica avançada envolve intenso ataque ácido, que promove a intensa lixiviação dos cátions básicos e completa destruição dos feldspatos. Diquita, caulinita, pirofilita, barita e alunita são minerais comuns desse tipo de alteração (PIRAJNO, 1992). Alterações desse tipo são típicas de sistemas epitermais com alta concentração de enxofre, mas podem estar presentes também em sistemas porfíricos e na parte mais interna de veios mineralizados em metais de base (MISAS, 2010).

A alunita é outro tipo de mineral que pode ser identificado nesse tipo de alteração, comumente associada a quartzo e pirita em veios com cristais grossos, ou com granulação fina quando a rocha (geralmente riolito e tufos ácidos) é total ou quase que totalmente substituída por fluídos percolados pervasivamente. Em profundidade e com o aumento da distância em relação ao conduto hidrotermal principal, a alunita tende a desaparecer, em favor da pirofilita (MISAS, 2010).

3.4.5. Estilos de alteração hidrotermal

De acordo com Pirajno (1992, 2009) os principais estilos de alteração hidrotermal são denominados fissural, pervasivo e seletivamente pervasivo, estando relacionados à preservação da rocha.

O estilo pervasivo é caracterizado pela substituição total ou da maior parte dos minerais da rocha original, resultando na obliteração parcial ou total da textura original da rocha afetada pelo hidrotermalismo.

No estilo seletivamente pervasivo apenas determinados minerais da rocha são substituídos, por exemplo, clorita substituindo biotita ou sericita pelo plagioclásio, resultando em texturas pseudomórficas.

O estilo fissural, como o próprio nome indica, relaciona-se a substituição ou preenchimento em veios e/ou fraturas, além de substituições em até alguns centímetros ao redor delas. Em granitos, pórfiros e andesitos, rochas com pouca permeabilidade e porosidade, o estilo de alteração é quase sempre fissural em seu início, sendo controlado por zonas de fraturamento e microfraturamento. Quando este estilo de alteração hidrotermal é muito evidente e expressivo, é classificado como pervasivo ou seletivamente pervasivo. O termo fissural é designado estritamente para porções onde é possível a identificação de veios e fraturas preenchidas por minerais hidrotermais.

4. METODOLOGIA

Considerando que o objetivo geral dessa pesquisa é mapear e caracterizar o derrame alterado encontrado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), diversas técnicas e procedimentos foram utilizados nas etapas de desenvolvimento dessa dissertação, que compreenderam trabalhos de campo e laboratório. Nesse sentido, num primeiro momento são apresentados os procedimentos operacionais efetuados para realização do mapeamento de derrame alterado e a obtenção de seu produto cartográfico. Na sequência é descrita a metodologia utilizada para caracterizar o derrame alterado existente sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

4.1. MAPEAMENTO DO DERRAME ALTERADO

Para se obter a distribuição do derrame alterado no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) foi necessário utilizar procedimentos de laboratório e de campo. Os de laboratório correspondem à digitalização de carta topográfica, à fotointerpretação, à digitalização das informações fotointerpretadas e a edição final do mapa. No campo observou-se a localização e distribuição do derrame alterado como descrito no item 4.1.3.

Deve-se salientar que as técnicas empregadas para a caracterização do derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) são técnicas que possibilitam testar ambas as hipóteses propostas para sua gênese, seja ela alteração hidrotermal ou supérgena, no segundo caso tanto a hipótese do paleoperfil de intemperismo quanto a alteração diferencial de rochas litoquimicamente diferentes.

4.1.1. Vetorização de carta topográfica

Utilizando o aplicativo computacional para SIG “Spring 5.1” foram vetorizadas curvas de nível, drenagem, rodovias e estradas principais da carta topográfica de Horizonte (Folha SG-22-Y-B-V-2-MI2-2876-2) na escala 1: 50.000 disponível na página eletrônica do Instituto de Terras Cartografia e Geociências – ITCG. A partir da vetorização dessa carta topográfica foi gerada grade retangular com resolução espacial de 20m. A partir dos dados da grade foram geradas no “Spring 5.1” as isolinhas (equidistantes) de 10m em 10m, resultando em mapa planialtimétricos da área de

estudo. Tal procedimento permitiu a geração de base cartográfica que possibilitou a edição final do mapa base com a distribuição do derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

4.1.2. Fotointerpretação

O recorte espacial correspondente à área de estudo abrange setores pertencente à Palmas (PR) e à Água Doce (SC). Sendo assim, para fotointerpretação detalhada da área de estudo, foram utilizadas 14 pares de fotografias aéreas em escala 1: 25.000 do Levantamento Aerofotogramétrico do Estado do Paraná realizado em 1980, obtidos na Secretaria Estadual do Meio Ambiente do Estado do Paraná. Ainda foram usados 7 pares de fotografias aéreas em escala 1: 25.000 do Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina, realizado em 1978, obtidos na Diretoria de Geografia e Estatística da Secretaria Estadual de Planejamento e Gestão do Estado de Santa Catarina.

Inicialmente a realização da fotointerpretação possibilitou obter o traçado da rede de drenagem e estradas, informações básicas utilizadas como apoio cartográfico em campo, especialmente as estradas que, quando comparadas com as definidas na carta topográfica, permitem localizar mais facilmente nas fotos o que é observado em campo. Após trabalhos de campo, nos quais foi mapeada a distribuição do afloramento de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), retomou-se a fotointerpretação. Nessa nova etapa a análise das fotografias aéreas foi conduzida com base nos critérios de Soares e Fiori (1976), com objetivo de individualizar os seguintes elementos: ruptura de declive de topo; ruptura de declive de ombreira de fundo de vale; tipos de encostas (retilínea, côncava ou convexa); tipo de vale fluvial (em V, fundo chato e/ou vale suspenso); área úmida. Tais feições identificadas foram representadas no mapa geológico-geomorfológico produzido com base nas legendas propostas por Brancaccio *et al.* (1994) e Dramis e Bisci (1998).

Outras feições como lineamentos de drenagem, morfolineamentos, feições anômalas de drenagem (meandros isolados, cotovelos, etc.) e possíveis falhas foram traçadas a partir do mapa hidrográfico obtido da fotointerpretação das fotografias aéreas em escala 1:25.000. Essas feições foram analisadas com base em Soares e Fiori (1976) e Howard *apud* Vargas (2012).

Os lineamentos de drenagem, morfolineamentos e falhas inferidas tiveram a frequência absoluta (nº) e a frequência relativa (%) determinadas. Esses resultados foram plotados no diagrama clássico de roseta (FERNANDES; ALMEIDA, 1996). Utilizando-se o *software* Corel Draw X5. Foram confeccionados também gráficos de roseta com a orientação dos canais de primeira ordem e das juntas das rochas. A drenagem é o elemento da paisagem que responde primeiro às mudanças estruturais (CHRISTOFOLETTI, 1980), especialmente os canais de primeira ordem. Logo foi importante saber a orientação de tais canais e se estas tinham alguma relação com as feições estruturais (falhas e fraturas).

Em campo foram estabelecidas a densidade das juntas de 18 afloramentos de rocha distribuídos por toda a área, bem como mensuradas suas orientações por meio de bússola geológica disponível no Laboratório de Análise de formações Superficiais da UNIOESTE – Campus de Francisco Beltrão. A comparação da orientação dos lineamentos de drenagem, morfolineamentos, falhas inferidas, canais de primeira ordem e as juntas das rochas, apoiada por outras informações como a presença de cotovelos e curvas anômalas (meandros isolados) ajudou a entender qual o papel da estrutura geológica na formação do relevo da área de estudo no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

4.1.3. Mapeamento das formações superficiais

O mapeamento do derrame alterado foi desenvolvido em trabalho de campo realizado nos anos de 2011 e 2012. Em campo o objetivo foi verificar a distribuição do derrame alterado sob rocha sã nos limites do recorte espacial que compreende a área de estudo, atentando-se principalmente para a posição desses afloramentos em relação aos segmentos de relevo: topo, encosta e fundo de vale. Tendo em mãos o mapa base gerado a partir da vetorização da Carta Topográfica de Horizonte, e as fotografias aéreas fotointerpretadas previamente, foram percorridas as estradas da área de estudo. Os afloramentos identificados em campo tiveram sua localização registrada em GPS e as coordenadas UTM dos afloramentos foram plotadas na base cartográfica. Esse procedimento facilitou a localização dos afloramentos nas fotografias aéreas.

4.1.4. Edição Gráfica do Mapa

Para edição final do mapa geológico-geomorfológico os *overlays* com as informações obtidas a partir da fotointerpretação e trabalhos de campo foram digitalizados no *software* Corel Draw X5.

As informações geomorfológicas e geológicas fotointerpretadas a partir das fotografias aéreas em escala 1: 25000 e digitalizadas no Corel Draw X5 foram cruzadas com as informações altimétricas da base cartográfica com equidistâncias de 10m em 10m, previamente digitalizada e tratada no software Spring 5.1. Esse procedimento permitiu o georeferenciamento do mapa com as formações superficiais da área de estudo.

A legenda utilizada para representar as morfologias e litologias obedeceu aos critérios de Brancaccio *et al.* (1994) e Dramis e Bisci (1998).

4.2. CARACTERIZAÇÃO DE DERRAME ALTERADO SOB ROCHA SÃ

Os procedimentos empregados para estabelecer as características físicas, químicas e mineralógicas do derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC), compreenderam etapas de campo e laboratório. Após a escolha das seções guias procedeu-se às descrições morfológicas em campo, coletando-se amostras deformadas para análise granulométrica, análise química total e mineralogia da fração argila, e indeformadas para análise micromorfológica. As seções escolhidas correspondem a cortes de barranco já existentes na área de estudo.

4.2.1. A escolha das seções estudadas

A partir do mapeamento das formações superficiais em campo, foram identificados os afloramentos e escolhidas às seções que seriam estudadas. Tais seções foram denominadas de SS1 e SS2, a primeira situada nas coordenadas S 26° 34' 38" / W 51° 42' 38" e a segunda S 26° 34' 38" / W 51° 36' 55" (figura 30). As seções foram escolhidas por tratar-se de cortes de estrada expressivos, cujo contato rocha sã/rocha alterada é bem nítido.

Por meio da cor, descrita com base nas *Rock Color Chart e Soil Color Chart*, bem como a estrutura dos materiais, descritas com base em Ruellan e Dosso (1993),

Manfredini *et al.* (2005) e Santos *et al.* (2005) ainda em campo foram individualizados os volumes das seções SS1 e SS2, e coletadas amostras para análise em laboratório.

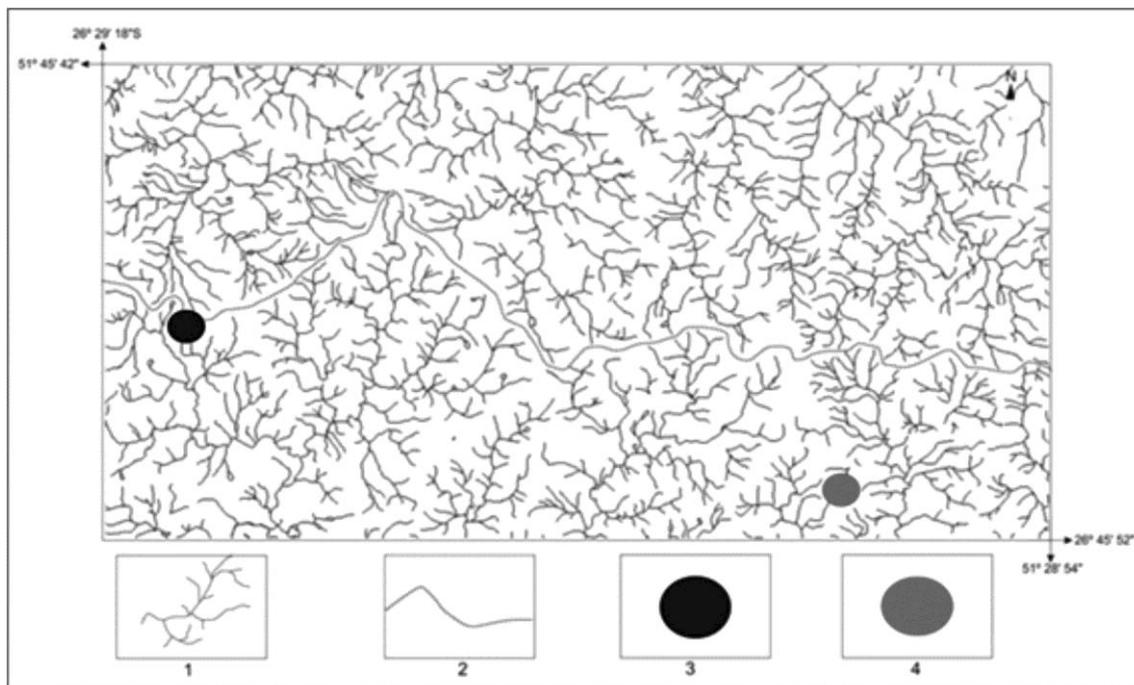


Figura 30. Localização das seções estudadas na área de estudo. (1) drenagem. (2) Divisor de águas regional dos sistemas hidrográficos Iguaçu e Uruguai. (3) seção SS1. (4) seção SS2.

4.2.2. Tipos de amostragem

Para caracterização em laboratório dos materiais das seções estabelecidas, as amostras coletadas em campo foram divididas nos seguintes grupos:

- a) amostras deformadas: nos diferentes volumes de alteração das seções selecionadas para este estudo, foram coletados aproximadamente 1 kg de material para determinações físicas, químicas e mineralógicas. Essas amostras foram acondicionadas em sacos plásticos identificados com o nome da seção e a profundidade da coleta.
- b) amostras indeformadas: as amostras indeformadas foram coletadas em caixas de papel cartolina de dimensões 3,5 x 5,0 x 7,0 cm, previamente identificadas com o nome da seção e a profundidade da coleta e orientação no perfil. Após a retirada cuidadosa das amostras da seção, estas foram envoltas com papel toalha e plástico filme e acondicionadas em caixas de papelão para transporte até o laboratório.

- c) amostras de rocha: as amostras de rocha foram coletadas na forma de pequenos blocos, envoltas em plástico filme e identificadas com o nome da seção e/ou local de coleta.

4.2.3. Análise granulométrica

Para a análise granulométrica selecionou-se amostras representativas dos volumes das seções estudadas, 6 amostras da seção SS1 e 6 amostras da seção SS2. A análise foi realizada no Laboratório de Formações Superficiais da UNIOESTE – Campus de Francisco Beltrão, e processada a partir da técnica de peneiramento para fração grossa e de pipetagem para fração fina (EMBRAPA, 1997). A granulometria possibilitou determinar a textura do material do derrame alterado sob rocha sã. Para tal utilizou-se o diagrama de Classe Textural da Embrapa (1997).

4.2.4. Análise de potencial de hidrogênio (pH)

Foram submetidas 6 amostras de material alterado da seção SS1 e 6 amostras da seção SS2 para a determinação do pH. Com esse objetivo, inicialmente foram pesadas e peneiradas 10g de amostra seca a temperatura ambiente. Na sequência, foram adicionados 25 ml de água destilada. Posteriormente a amostra foi agitada durante 1 minuto e deixada em repouso por 15 minutos. Processo que foi repetido quatro vezes. Feito isto, o peagômetro portátil modelo HI 99121 disponível no Laboratório de Biologia da Unioeste campus de Francisco Beltrão foi calibrado com o indicador fenolftaleína. Após 30 minutos de decantação a amostra estava pronta para medição de pH. Para tal mergulhou-se o eletrodo do peagômetro na referida amostra, de modo que eletrodo fique situado na interface entre a suspensão e o sobrenadante. Procede-se então à leitura do valor do pH após a estabilização da medição. No caso de alteração hidrotermal os diferentes tipos de depósitos apresentam pH distintos, por exemplo, os depósitos epitermais de baixa sulfetação apresentam pH variando entre 5 e 6. Contudo, os depósitos epitermais de alta sulfetação têm pH em geral menor que 3 (WHITE; HEDENQUIST, 1995). Sendo assim o conhecimento do pH do material alterado ajudou a determinar qual o tipo de alteração do derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC).

4.2.5. Análise micromorfológica

Para micromorfologia foram selecionadas cinco amostras da seção SS1 e quatro amostras da seção SS2, representativas dos volumes de material identificados em campo, bem com uma amostra de rocha sã. Os resultados foram obtidos através da análise das lâminas delgadas. Essas foram confeccionadas pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia e Recursos Naturais da UNICAMP com recursos do PROAP. A análise das lâminas delgadas foi efetuada no Laboratório de Microscopia Óptica da UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão, descritas principalmente conforme critérios e terminologias de Delvigne (1981 e 1998). O objetivo da aplicação dessa técnica foi descrever o arranjo dos constituintes do derrame alterado sob rocha sã e verificar sua relação com a rocha sobreposta, observando principalmente a mineralogia de ambas as litologias, assim como feições que auxiliem na determinação da natureza genética desse material.

4.2.6. Análise química total

Para a análise química total foram selecionadas 5 amostras da seção SS1 e 7 da seção SS2. As amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Fluorescência de Raio X e Química e ICP-OES/MS - USP, e submetidas à fluorescência de raios-X em pastilha fundida para a análise e quantificação dos chamados “10 óxidos maiores”, ou seja: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO e P_2O_5 . O recurso utilizado foi de projeto financiado pela Fundação Araucária (Convênio 407/2009). Essa técnica permitiu verificar a relação do derrame alterado com a rocha sobreposta a ele, bem como a relação dos minerais identificados em cada volume das seções pela mineralogia de argila, com o teor de elementos químicos.

4.2.7. Mineralogia da fração argila

Para a mineralogia da fração argila selecionou-se 5 amostras da seção SS1 e 7 amostras da seção SS2. A técnica empregada para essa análise foi de Difração de Raios-X (DRX). As amostras da seção SS1 foram tratadas pelo Laboratório de Difractometria de Raios-X, Instituto de Geociências da UFRGS, método orientada natural, glicolada e aquecida. Os picos dos difratogramas destas amostras foram

interpretados pelos técnicos do laboratório. As amostras da seção SS2 foram tratadas pelo LAMIR - Laboratório de Minerais e Rochas da UFPR, método orientada natural, glicolada, calcinada a 350° C e 550° C, método do pó-K e pó-Mg. Nesse caso interpretou-se os picos dos difratogramas a partir de trabalhos de referência (MOORE; REYNOLDS, 1997; RESENDE *et al.*, 2005; CURI *et al.*, 1984). Para tal interpretação usou-se também o banco de dados de minerais Mineralienatlas (<http://www.mineralienatlas.de>). Os recursos para realização dos DRX foram do PROAP e de projeto financiado pela Fundação Araucária (Convênio 407/2009).

A difração de raios-X é uma das principais técnicas de caracterização microestrutural de materiais cristalinos. Os planos cristalinos e suas respectivas distâncias interplanares, bem como a densidade dos átomos (elétrons) ao longo de cada plano cristalino, são características específicas e únicas de cada substância cristalina, da mesma forma que o padrão difratogramétrico por ela gerado, que equivale a uma impressão digital (RESENDE *et al.*, 2005). Desse modo, esta técnica foi aplicada com objetivo de conhecer a mineralogia existente no material completamente alterado. Conhecer os tipos de minerais presentes no derrame alterado sob rocha são no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC) permitiu reconhecer a paragênese mineral do material alterado, o que foi de fundamental importância para determinar sua natureza genética.

