



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO DOS FLUXOS GRAVITACIONAIS DE MASSA NO BAIRRO FLORESTA (MORRETES, PR) DURANTE A MEGACATASTROFE DE MARÇO/2011

Autor: Flávio Ortega Sturion

Orientador (a): Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

Co-Orientador: Prof^a. Dr. Maria José Maluf Mesquita

Campinas, 2013

Autor: Flávio Ortega Sturion

CARACTERIZAÇÃODOSFLUXOSGRAVITACIONAISDEMASSANOBAIRROFLORESTA(MORRETES, PR)DURANTEAMEGACATASTROFEDEMARÇO/2011

Orientador : Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

Co-Orientador: Prof^a. Dr. Maria José Maluf Mesquita

Banca Examinadora:

Prof. Dr. David de Carvalho

Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos

Campinas, Novembro de 2013

Agradecimentos

Este trabalho não poderia ter sido realizado sem a ajuda e a participação de muitas pessoas das quais eu tenho imensa gratidão, e que deixarão na memória ótimos momentos e saudades no dia a dia. Primeiramente, gostaria de agradecer a minha toda a minha família, principalmente à minha mãe Rose e ao meu pai Tavinho pelos conselhos, força, amor e pelo esforço diário para formar um filho, meus heróis.

Agradeço também a todo o suporte oferecido pela Unicamp, para estudos de campo e de laboratório, assim como para Célia Panzarin, responsável pelo laboratório de solos, com toda sua simpatia e dedicação. Também agradeço ao Dailto pela ajuda nos ensaios de DRX, a Lúcia pela preparação das amostras e por sempre me deixar usar o laboratório quando precisei. Agradeço também a FAEPEX por financiar meu projeto e minha ida a campo. Agradeço também ao meu muito mais amigo que orientador Jefferson Picanço pela ajuda e dedicação, a professora Maria José Mesquita por sempre me ajudar quando precisei. Ao Professor Ticiano, pela melhor conversa de bar que já tive e a professora Regina Célia por todas as oportunidades e ensinamentos. A todos vocês meu muito obrigado.

Aos meus amigos de graduação que proporcionaram os melhores anos de minha vida, deixando marcas que jamais se apagarão em minha história, com sua companhia indispensável: Pé, Creysson, Mika, Aline, Dani, Cibele, Renatão, Dadinho, Frango, Melão, Maísa, Diná, Camila, Vazquez, Rodrigo, Flávia e Caio e Jair. Muito obrigado a todos vocês.

Á Roberta por sempre me ajudar a crescer como pessoa e por sempre ser motivo de ótimas risadas e companhia, indispensável. À Júlia por tudo que fizeste por mim e claro pela melhor amizade que alguém pode dar, amo você. Júlio por ser nada menos que a pessoa que eu escolhi para ser meu melhor amigo, irmão. Dipe pelo companheirismo e amizade verdadeira e Mindinho que eu talvez nem consiga agradecer aqui pelo tanto que me ajudou. Parceiro pra toda a vida.

Aos meus amigos de Pira, que são minha família lá, que nunca se esquecem de mim, obrigado por tudo, pelos melhores momentos que eu poderia ter: Soles, Kervis, Vi, Reistart, Nizão, Nelsinho, Marina, Dé, Alyne, Thiago, Tricta e Caixeta e Diego.

Aos meus novos amigos e companheiros de trabalho, Pozzetti, Enrico e André. Me ajudando, dando conselhos e me salvando sempre que precisei.

Devo a todos vocês, os meus mais sinceros agradecimentos, por fazerem parte da minha vida nos bons e maus momentos, e trilharem comigo, a cada dia, o mesmo e melhor caminho.

Resumo

Entre os dias 9 e 11 de março de 2011, o bairro Floresta localizado no município de Morretes sofreu uma mega catástrofe: uma seguência de grandes deslizamentos, fluxos de detritos, corridas de lama seguidas por inundações provocou imensos prejuízos materiais neste local, com destruição de casas, pontes plantações, além de um óbito. Neste trabalho foi realizada uma análise desse evento, no qual inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico acerca dos tipos de movimentos gravitacionais de massa, e sobre a localização da área de estudo. Posteriormente, foi realizada a análise de campo seguida do ensaio de difretometria de raios X, da análise das lâminas petrográficas, além, dos ensaios geotécnicos de granulometria, umidade, consistência dos solos, de densidade de partículas e de argila dispersa em água. Com isso, foi possível entender como se deu a problemática local e determinar como esse evento teve início. De maneira geral o deslizamento gravitacional de massa ocorreu como um deslizamento translacional plano e raso na área de nucleação desses escorregamentos, apresentando ruptura de rocha e solo em planos bem definidos ao longo das fraturas do primeiro e das porções mais saprolíticas do segundo. Em seguida, este deslizamento sofreu um aumento de intensidade conforme descia vertente abaixo, e acabou por se transformar em uma corrida, sendo essa corrida do tipo Debris Flow (Fluxo de detritos). O Debris Flow acabou por se transformar de modo catastrófico levando consigo matacões de dimensões métricas depositando esse material ao longo do rio Jacaréi na zona de planície da área, onde são encontrados depósitos de talus e colúvio. Nessa mega catástrofe estima-se que foram transportados 5000m³ de material, sendo esse das mais variadas granulometria e composição.

Sumário

Agradecimentos
Resumo4
ntrodução
Objetivos
Área de Estudo
Materiais e Métodos
Revisão bibliográfica12
Atividades de Campo12
Atividades de Laboratório12
Para Rochas12
Para Solos
Ensaio Granulométrico12
Peneiramento Grosso14
Peneiramento Fino14
Dispersão14
Ensaio de consistência do solo1
Limite de Plasticidade16
Limite de Liquidez16
Ensaio de densidade de partículas18
Ensaio de Argila dispersa em água18
Ensaio de Difratometria de Raios X19
-isiografia da área2
Geologia Regional22
Microplaca Luis Alves
Terreno Paranaguá22
Litotipos da área24
Clima25
Vegetação27
Geomorfologia
Solos em ambiente Tropical29
Solos Residuais
Solos Transportados
Características geotécnicas de Solos Tropicais

Solos em ambiente Tropical	
Perfis de Intemperismo de solos em Regiões Tropicais	
Estruturas e mineralogia de solos residuais	
Resistência ao Cisalhamento de Solos Tropicais	
Movimentos de massa	
Condicionantes de instabilidade de encostas	
Tipos de movimentos	
Condicionantes geológicos e geomorfológicos dos movimentos de massa	
Resultados Obtidos	
Análise Petrográfica da Suíte Granítica Morro Inglês	
Análise Petrográfica dos diques de diabásio	
Ensaios geotécnicos	64
Ensaio granulométrico	64
Ensaio de umidade	64
Ensaio de consistência de solos	65
Ensaio de Densidade de Partículas	
Ensaio de Argila Dispersa em Água	67
Processos dos movimentos de massa	
Movimentos de massa – eventos	70
Movimento de massa – Área de nucleação dos escorregamentos	72
Movimento de massa – Fluxo do material	73
Movimento de massa – Área de deposição e espraiamento do material	75
Movimento de massa – Síntese da movimentação de massa local	76
Discussão e Conclusão	78
Bibliografia	82

Introdução

Deslizamentos de encostas possuem uma ampla interferência no dia a dia da população, sendo o movimento de massa que mais merece atenção. Esses fenômenos naturais são os que modelam de maneira mais drástica a paisagem na superfície terrestre, causando, óbitos e prejuízos na ordem de bilhões de dólares todos os anos (Fernandes & Amaral, 2003).

Dentre os tipos de movimentos de massa, destacam-se as corridas, os escorregamentos e as quedas de blocos. As corridas são movimentos muito rápidos que se comportam como fluídos muito viscosos. os escorregamentos, são movimentos rápidos, de duração diminuta, com um plano de ruptura bastante evidente e claro. Já o terceiro tipo são movimentos de massa ultra rápidos de blocos que entram em movimentação devido à força gravitacional, caindo em queda livre.

Durante a catástrofe de março de 2011 no litoral do Paraná, uma das localidades mais atingidas foi o bairro Floresta, no município de Morretes (PR). Uma sequência de grandes deslizamentos, fluxos de detritos, corridas de lama e inundações provocou imensos prejuízos materiais neste local, com destruição de casas, três pontes na BR 277 (rodovia que liga o porto de Paranaguá ao interior do estado do Paraná) e plantações, além de um óbito (Picanço&Nunes, 2013).

O presente trabalho trata da descrição e caracterização dos movimentos gravitacionais de massa ocorridos neste evento. A região do bairro Floresta está localizada no sopé da Serra da Prata, parte das cadeias montanhosas da Serra do Mar,. Este trecho da Serra da Prata possui um padrão de drenagem dendrítico, controlados pelas fraturas dos granitóides. O topo e as porções mais íngremes são constituídos por neossolos e afloramentos de rocha. As porções de meia encosta são dominadas por neossolos e cambissolos derivados dos granitóides. Já as porções inferiores da vertente são caracterizadas por depósitos de tálus e colúvios e as áreas aluvionares do rio Jacareí, que forma o nível de base local.

Após um verão bastante chuvoso, entre os dias 1 a 11 de março de 2011, estima-se que foi precipitada na região mais de 583,8 mm/m², mais que o equivalente a toda a média de precipitação do mês. Com isso, foram nucleados no topo da Serra da Prata dezenas de deslizamentos translacionais planares, que se converteram em fluxos de detritos, os quais escoaram rapidamente vertentes abaixo, e acabou por se transformar em corridas de lama na planície aluvionar do rio Jacareí. O fluxo de detritos transportou grande quantidade de material oriundo da serra, desde pedaços da vegetação bastante densa presente na serra até sedimentos com grande variedade granulométrica. Entre os sedimentos transportados estão tanto material de granulométrica do tipo argila, que dá coesão ao fluxo de detritos, até matacões de dimensões métricas. O grande volume de material acumulado no sopé da Serra foi responsável pelo desvio da calha original do rio Jacareí, que potencializou a inundação em todo o seu vale.

Para esse trabalho foram realizadas análises petrográficas de rochas para se averiguar o embasamento que deu origem aos solos presentes na região, e determinar os condicionantes geológicos para o referido movimento de massa.

Para os solos foram realizadas as análises de Difratometria de raios X para averiguar a composição mineralógica e química dos materiais envolvidos no referido deslizamento de massa. Além dessas análises, também foram realizados ensaios geotécnicos, como os de granulometria, umidade, consistência, e densidade de partículas, além do ensaio de argila dispersa em água com e sem dispersante, sendo alguns dos limites de Aterberg obtidos são a umidade, peso específico natural e peso específico dos grãos.

Este trabalho visou entender os condicionantes que deram origem a movimentação de massa no local, bem como propor como foi decorrido o movimento gravitacional de massa. Também se pôde chegar a uma estimativa do volume de material que foi erodido, transportado e depositado no sistema, bem como se determinar as áreas de maior e menor velocidade de fluxo, como também se caracterizar a nova dinâmica local.

Objetivos

O objetivo geral deste estudo é, através da análise das rochas e dos materiais inconsolidados e dos escorregamentos de massa, entender sua origem, dimensão, bem como os fatores que controlam esta ocorrência. intuito do presente trabalho é entender a atuação dos fatores predisponentes (geologia, geomorfologia, pedologia, hipsometria) e dos fatores deflagradores (chuvas torrenciais) para a ocorrência e evolução de tais movimentos de massa, obtendo dessa forma uma base de dados que expliquem e sintetizem os deslizamentos ocorridos na localidade.

Área de Estudo

A bacia do córrego Tingidor, no bairro rural Floresta, foco do estudo deste trabalho, se localiza no município de Morretes, situada na zona fisiográfica do litoral do estado do Paraná, estendendo-se da encosta da Serra do Mar para o leste e limitando-se ao oeste com os municípios de São José dos Pinhais, Piraquara e Quatro Barras; ao norte com o município de Campina Grande do Sul; ao nordeste com o município de Antonina e a Baía de Paranaguá; ao leste com Paranaguá e ao sul e sudeste com o município de Guaratuba.

A divisa ocidental de Morretes fica a cerca de 35 km do mar. Todas as divisas estaduais são formadas por acidentes geográficos, ao norte e oeste pelos espigões das Serras dos Órgãos, da Graciosa, do Marumbi e da Farinha Seca, no sudeste pelas serras da Igreja, das Canavieiras e da Prata. No sudeste, é o Rio Arraial, numa altitude de cerca de oitocentos metros, que forma o limite do município. Com Antonina e Paranaguá, são as lagoas. A localização do município de Morretes pode ser visto conforme a figura 1 a seguir.



Figura 1: Localização do município de Morretes- PR

No bairro Floresta, localizado na Serra da Prata foram encontradas várias ocorrências de deslizamentos de massa, bem como cicatrizes e materiais que foram erodidos do topo da referida Serra e transportados via movimento gravitacional para o sopé da mesma. A área de estudo está localizada entre as latitudes 7173220 e 7173498°S e as longitudes 733800 e 730900°W, conforme observado na figura 2 a seguir.



Figura 2: Localização do bairro Floresta e em destaque a área de estudo

O acesso a região de estudo se dá pela Rodovia BR 277, Km 48 que dá acesso até as regiões planas da área, levando até estrada de terra que termina a 4 km da rodovia, sendo o restante do acesso, encosta acima, realizada a pé na calha do córrego Tingidor.

Materiais e Métodos

Revisão bibliográfica

Inicialmente, foi feita uma revisão bibliográfica sobre movimentos de massa ocorridos em diversas porções do mundo, bem como uma revisão sobre os processos deflagradores dos fluxos e escorregamentos translacionais rasos.

Atividades de Campo

As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas após viagem de campo realizada entre os dias 22 a 26 de Maio e entre os dias 27 a 31 de agosto de 2012 para o bairro Floresta, localizado no município de Morretes – PR.Nessas viagens foram coletadas amostras de rocha para a realização de lâminas petrográficas, bem como amostras de solos para a realização dos ensaios dos ensaios que serão descritos em seguida. Foram analisados os locais onde ocorriam os depósitos de Talus e de Colúvio, bem como o tipo de material transportado, e onde se localizavam as porções de erosão e as de deposição do material transportado pela movimentação de massa.

Atividades de Laboratório

Para Rochas

As amostras representativas de cada tipo de rocha ocorrido foram selecionadas para a confecção de seções delgadas-polidas. Foram realizadas 11 dessas lâminas:

Foi realizada a análise mesoscópica, que permitiu a divisão visual das diferentes texturas encontradas, bem como a divisão das lâminas, em

faneríticas, afaníticas e metapelíticas. Essas amostras foram agrupadas segundo as litologias revisadas em bibliográfica para a área referida. As lâminas foram analisadas junto aos Microscópios Petrográficos Zeiss e Leica, pertencentes ao Laboratório de Microscopia/ Microtermometria do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências da Unicamp. Para a obtenção das imagens das lâminas petrográficas foi utilizada a câmera Leica EC 3, com o software LAS EZ versão 1.7.

Para Solos

Para as amostras de solos foram realizadas as análises de granulometria, com e sem dispersante, de consistência (limite de plasticidade e limite de liquidez), umidade e peso específico natural e dos grãos, bem como a análise pelo método de Difratometria de Raios X. Os ensaios de granulometria, consistência, umidade e peso específico foram realizados no Laboratórios de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola da Unicamp. Já o ensaio de Difratometria de Raios X foi realizado no laboratório de Difratometria de Raios X do Instituto de Geociências da Unicamp.

Ensaio Granulométrico

Esse ensaio foi realizado seguindo a Norma NBR-7181/ABNT – Análise Granulométrica de Solos.

Antes de se realizar o ensaio de granulometria propriamente dito, é necessário se realizar uma preparação das amostras. Primeiramente seca-se uma determinada quantidade de solo ao ar, maior do que aquela a ser utilizada no ensaio, desmanchando-se os torrões homogeneizando 0 material cuidadosamente. Em seguida, para se ter um material representativo do perfil de solo todo, é necessário realizar o quarteamento do solo, obtendo-se assim uma amostra de solo com o peso necessário para se efetuar os ensaios. Pesase então a amostra de solo seco ao ar e peneira-se o material em peneira de 2 mm de espessura. O material grosso retido na peneira é utilizado no peneiramento grosso do solo. Do material que passou pela peneira se retiram

quantidades suficientes de solo para a realização do peneiramento fino, do ensaio de sedimentação, para a determinação do peso específico dos sólidos e grãos, e para a determinação do teor de umidade do solo.

O ensaio de granulometria é realizado para se determinar a distribuição granulométrica do solo, ou seja, a percentagem em peso que cada faixa especificada do tamanho dos grãos representa na massa seca total utilizada para o ensaio. O ensaio é dividido em duas partes distintas, a análise granulométrica por peneiramento e a análise granulométrica por sedimentação. Os solos grossos (areias e pedregulhos), possuindo pouca ou nenhuma quantidade de finos, podem ter a sua curva granulométrica inteiramente determinada utilizando-se somente o peneiramento. Todavia em solos possuindo quantidades de finos significativas, deve-se proceder ao ensaio conjunto, que reúne as fases de peneiramento e sedimentação.

Através dos resultados obtidos desse ensaio, é possível a construção da curva de distribuição granulométrica, para se caracterizar geotecnicamente um solo. O objetivo desse ensaio de granulometria é obter a curva granulométrica dos solos analisados, cujo na qual pode-se estimar as porcentagens em relação ao peso seco total, correspondente a cada fração granulométrica do solo.

Para a análise granulométrica foram utilizados como materiais o Agitador de Wagner, Vibrador de Peneiras de 2 mm, 1,2mm, 0,6mm, 0,42mm, 0,29 mm,0,15 mm e 0,075mm), Balanças de 2 e 4 casas decimais e estufa com circulação de ar, termômetro e cronômetro. Como Reagentes e soluções foram utilizados:

- A) Solução dispersante: NaOH 0,1N com 10% de hexametafosfato de Sódio.
- B) Água Oxigenada a 30%.
- C) Solução de pirofosfato de sódio 0,1M pesar 44,6g de reagente e dissolver em 1I de água destilada.

O procedimento experimental para o ensaio de granulometria divide-se em três partes que são o Peneiramento Grosso, o Peneiramento Fino e o Ensaio de Disperção.

Peneiramento Grosso

O peneiramento grosso é realizado utilizando-se a quantidade de solo que fica retida na peneira de 2,0mm, no momento da preparação da amostra, no qual lava-se o material retido na peneira, colocando-o em seguida na estufa por 24 horas. Após secagem, coloca-se esse material no Agitador de Wenger, com as peneiras de 2 mm, 1mm, 0,5 mm e 0,075mm, onde a malha é crescente de baixo para cima. Em baixo da peneira de menor malha é colocado um recipiente que colhe o material mais fino obtido, já em cima da peneira de maior abertura será colocada a tampa para que se evite a perda de partículas no início do processo de vibração. O Agitador de Wenger é utilizado por 8 minutos de modo que no final pesa-se a fração de solo retida em cada peneira.

Peneiramento Fino

O peneiramento fino é realizado utilizando-se cerca de 150g de solo que consegue passar na peneira de 2,00mm, no momento da preparação da amostra. Após isso lava-se o material retido na peneira, colocando-o em seguida na estufa por 24 horas. Após secagem coloca esse material no Agitador de Wenger, de modo que se colocam as peneiras de 2 mm, 1mm, 0,5 mm e 0,075mm, O Agitador de Wenger é utilizado por 8 minutos de modo que no final pesa-se a fração de solo retida em cada peneira.

Dispersão

Para a dispersão desses solos foi colocado 10 g de solo pelo método da terra fina seca ao ar (TFSA), destorroada e passada em peneira de 2,0mm em Becker de 800 ml. Após isso foi adicionado 200 ml de solução de pirofosfato de sódio 0,1 Molar e 50 ml de água oxigenada 30%, deixando o solo em repouso por 16 horas. Depois de passado esse período foi aquecida essa solução em banho-maria a 40°C durante 8 horas ou até seu clareamento. Depois eleva-se a temperatura para 80°C até próximo a secagem. Após secagem foi realizada a centrifugação da amostra, lavando-a duas vezes com água destilada e eliminando o sobrenadante. Após todo esse processo foi feita a dispersão em seguida.

Para a dispersão de solos com menos de 5% de matéria orgânica, foi pesado 10 g de amostra e transferindo esse solo para a garrafa de Sthomann de 500 ml e colocando 50 ml de solução dispersante. Após isso foi colocado a amostra numa mesa agitadora por 16 horas. Após esse processo foi transferida a suspensão para uma proveta graduada de 500 ml passando essa por uma peneira de malha 0,053 mm, completando o volume para 500 ml. Depois, foi transferida a areia retida na peneira para um Becker de 400ml e essa foi seca em estufa a 105^oC. Após essa etapa foi passado o material em um jogo de 5 peneiras com as seguintes malhas (1,0mm – 0,5mm - 0,25mm- 0,125mm – 0,053mm) e colocado no vibrador de peneiras por 8 minutos, em seguida foi pesada as frações em balanças de duas casas decimais.

Para as amostras que foram completadas com volume para 500 ml, o qual foi agitado por 30 segundos com um bastão de vidro com borracha na extremidade, após isso foi anotado o tempo de sedimentação de acordo com a temperatura da solução, utilizando uma tabela de tempo e temperatura, de acordo com a Lei de Stockes na qual \vec{F} é a força de fricção, r é o raio de Stockes da partícula, η é a viscosidade do fluído e \vec{v} é a velocidade da partícula.

$$ec{F}=-6\pi r\etaec{v}$$
 (Lei de Stockes)

Transcorrido o tempo de sedimentação da argila e do silte, foi pipetado 10 ml a 5,0 cm de profundidade, coletando o material e transferindo-o para um Becker de 25 ml de tara conhecida. Após isso foi levado o solo para estufa a 105^oC por 24 horas, para finalmente pesar-se esse solo em uma balança de quatro casas decimais. É válido ressaltar que é muito importante se realizar uma prova em branco da solução dispersante para se evitar possíveis erros.

Ensaio de consistência do solo

Para os ensaios de consistência do solo foram realizados os ensaios de consistência através dos Limites de Liquidez e Limite de Plasticidade.

O Limite de Liquidez (wL) é compreendido como sendo a umidade abaixo da qual o solo se comporta como material plástico.É a umidade de transição entre

os estados líquido e plástico do solo. Experimentalmente corresponde ao teor de umidade com que o solo fecha certa ranhura sob o impacto de 25 golpes oriundos do aparelho de Casagrande. O Limite de Plasticidade (wP) é o teor de umidade em que o solo deixa de ser plástico, tornando-se quebradiço. É a umidade de transição entre os estados plástico e semi-sólido do solo. Em laboratório o wP é obtido determinando-se o teor de umidade no qual um bastonete de um solo com 3mm de diâmetro apresenta-se fissuras.

A obtenção dos limites de consistência (ou limites de Atterberg) do solo nos permite estimar, através da Carta de Plasticidade, suas propriedades, como a granulometria e a compressibilidade.

Limite de Plasticidade

Este ensaio foi realizado segundo a norma NBR-7180/ABNT - Determinação do Limite de Plasticidade de Solos, no qual para o Limite de plasticidade coloca-se parte da amostra num recipiente e se adiciona água até a homogeneização da massa, então molda-se certa quantidade da massa em forma de bastonete rolando-a em seguida sobre uma placa de vidro, até que fissure em pequenos fragmentos. Quando se atinge as dimensões do bastonete em 3mm de diâmetro e 10cm de comprimento, coletam-se alguns fragmentos fissurados para a determinação da umidade, colocando-se a amostra em um Becker de tara conhecida e pesando em uma balança com 4 casas decimais. Após isso o solo é levado para estufa a 105°C por 24 horas. É importante ressaltar que esse procedimento foi repetido por cinco vezes, de modo a se obter resultados mais qualitativos seguindo a norma NBR-7180/ABNT - Determinação do Limite de Plasticidade de Solos.

Limite de Liquidez

Este ensaio foi realizado segundo a norma NBR-6459/ABNT - Determinação do Limite de Liquidez de Solos. Para esse ensaio cada amostra de solo foi seca ao ar e moída, sendo então passada em peneira de malha igual a 0,42mm.

Depois disso coloca-se 200g da amostra num recipiente e aos poucos se adiciona água até a homogeneização da massa, deixando o solo num recipiente fechado por 24 horas. Após esse processo se passa para a concha do aparelho de Casagrande certa quantidade dessa massa de solo umedecido, aplainado-a com a espátula, de tal forma que a parte central figue com cerca de 1,0 cm de espessura. Liga-se o aparelho de Casagrande na razão de duas pancadas por segundo até que se constate o fechamento da ranhura num comprimento de 1,0 cm, contando o número de golpes que a amostra de solo sofre até fechar as ranhuras, sendo feitas cinco determinações para cada solo, de modo que o número de pancadas que cada solo sofresse deveria estar entre 12 e 38 pancadas, obtendo-se uma média de 25 pancadas para cada solo. Em seguida se remove para um Becker, de tara conhecida, uma pequena quantidade do material no local onde as bordas da ranhura se tocaram para a determinação da umidade. Então se pesou esse solo em uma balança de 4 casas decimais. Por último, o solo foi levado para estufa e aquecido a 105º C por 24 horas.

Depois do procedimento foi realizado o cálculo do através da fórmula:

Limite de Liquidez = Wn $(N/25)^{0.12}$

Sendo Wn a umidade do solo em porcentagem, e N o número de pancadas que o solo sofreu durante o ensaio. Como resultado dos pares desses valores (número de golpes, teor de umidade) constrói-se um gráfico relacionando teores de umidade, em escala aritmética (nas ordenadas) com o número de golpes em escala logarítmica (nas abscissas).

O teor de umidade correspondente a 25 golpes, obtido por interpolação linear, sendo esse o (wL), Limite de Liquidez. Já a média dos valores de umidade encontrados é o (wP), Limite de Plasticidade, sendo que os valores da umidade não devem diferir da média em mais de 5%.

O índice de plasticidade (IP) se obtém como resultado da subtração entre o limite de liquidez (LL) e o limite de plasticidade (LP). Logo (IP = LL-LP).

Ensaio de densidade de partículas

O ensaio de Densidade de Partículas tem como objetivo a determinação da densidade das partículas que constituem um determinado tipo de solo. Para esse ensaio o procedimento consistiu na pesagem de 20g de solo seco, com uma amostra de cada solo que já havia sido seco para a determinação da umidade do solo. Esse solo foi transferido para um balão de volume igual a 50 ml e o resultado foi aferido. Determinou-se a umidade dessa amostra. Após esse procedimento se colocou 25ml de álcool etílico 96°C no balão volumétrico, agitando-o por 15 minutos de modo a se retirar o ar presente no recipiente. Finalizado esse procedimento se deixou o balão volumétrico em repouso por 24 horas e então se completou o volume do balão até a marca de aferição.

Os valores resultantes desse ensaio foram colocados na fórmula em que:

$$\delta = \frac{(B2 - B1)}{(B4 - B1) - (B3 - B2)}$$

B1 = Peso do Balão vazio e seco, em gramas.

B2 = Peso do balão somado com o da amostra presente, em gramas.

B3 = Peso do Balão somado ao peso da amostra e da água presentes, em gramas.

B4 = Peso do Balão somado com o peso da água presente, em gramas.

Com isso, através dessa fórmula pode-se ser obtido o valor da densidade das partículas presente em cada tipo de solo, pois a densidade é igual a:

$$d = \frac{m}{v}$$

Logo como se obteve o valor do peso de cada amostra, e foi aferido o volume de cada amostra, se obtém a densidade das partículas.

Ensaio de Argila dispersa em água

Este ensaio foi realizado seguindo a Norma NBR-7181/84, no qual a argila em suspensão confere determinada densidade à solução contendo água destilada mais o solo em suspensão. Decorrido o período para a coleta do material, se não tiver nenhuma partícula coloidal em suspensão, a argila estará 100% floculada.

Para o procedimento desse ensaio, primeiramente se pesa 10g de solo seco nas condições realizadas para o ensaio de umidade. Depois de pesado esse solo, se transfere esse para uma garrafa de Sthomann de 500mL e se acrescenta 100 mL de água destilada, colocando então a garrafa no agitador de Wagner a 40 rpm por 16 horas. Passado o tempo, se transfere a solução para uma proveta graduada de 500mL, completando o volume com água destilada. Então o material em suspensão será agitado por 30 segundos com um bastão de vidro com ponta de borracha, para então se anotar o tempo de sedimentação de acordo com a Lei de Stock. Transcorrido o tempo de sedimentação da argila, se pipeta 10mL da solução a 5,0 cm de profundidade, transferindo a solução para um Becker de 25mL de tara conhecida. Após isso se leva o Becker para estufa a 105°C por 24 horas. Transcorrido o tempo se pesa o Becker com o soluto restante na balança e se obtém a massa do soluto. Tendo o volume conhecido, se consegue então obter a densidade da argila. Para se obter o valor da percentagem da argila se multiplica o peso da argila por 500, obtendo então essa quantidade de argila presente no solo.

Ensaio de Difratometria de Raios X

O ensaio de Difratometria de Raios X foi seguido segundo a norma do laboratório de Difratometria de Raios X do Instituto de Geociências da Unicamp, no qual a preparação das amostras para o ensaio de Difratometria de Raios X iniciou-se com o secamento das amostras em uma estufa de circulação a ar por 48 horas, de modo que toda a umidade das amostras de solo fosse retirada.

Com as amostras secas, eliminaram-se os torrões do solo de forma mecânica, utilizando-se um almofariz e um pilão ambos de ágata, em seguida, já com o solo destorroado, e foi peneirado, com peneiras de malha igual a 2mm, 1mm, 0,5mm e 0,063 mm, sendo que essa seqüência de peneiras possuía uma tampa acima da peneira de 2mm e um coletor vedado abaixo da peneira de malha igual a 0,063 mm. Agitou-se o solo manualmente num intervalo igual a 3 minutos para cada a amostra, obtendo-se então o solo separado devido um intervalo de granulometria, sendo esses intervalos maior que 2mm, maior que

1mm, maior que 0,5mm, maior que 0,063mm e um último intervalo menor que 0,063mm.

Separado essas amostras granulometricamente, se utilizaram as amostras de granulometria inferior a 0,063 mm, a menor fração. Essas amostras foram pesadas em um recipiente de tara conhecida, obtendo-se a massa de cada amostra. É importante frisar que cada amostra foi pesada em todas as suas granulometrias.

As amostras então obtidas foram colocadas em tubos de centrífugas de 70ml, sendo completadas com água deionizada até o volume de 50ml. Com isso as amostras foram então passadas por uma centrífuga de 6 compartimentos, da marca MLW, modelo T 62.2. Primeiramente se tentou separar a fração silte da fração argila, colocando a centrifuga funcionando por 2 minutos em 1000 rpm. Passado o tempo, o silte foi realocado para o fundo do tubo de centrífuga, enquanto a argila permaneceu em suspensão na água deionizada. Essa argila suspensa na água deionizada foi então realocada para outro tubo de centrífuga de volume igual, sendo que para cada amostra foi completado o volume de 50 mL com água deionizada. Essas amostras então foram passadas na centrífuga por 30 minutos em 3500 rpm, a fim de se separar a água deionizada do material argiloso.

Esse material foi recolhido com uso de pipetas de plástico e colocado em lâminas de vidro, sendo essas amostras orientadas segundo um sentido preferencial com o uso de uma espátula. Foram feitas duas lâminas para cada amostra, sendo que a segunda amostra foi orientada e nela foi adicionado Etileno Glicol. As lâminas orientadas, sem o Etileno Glicol, foram aquecidas em uma Mufla por 5 horas a temperatura de 450° C, para então se passar essas amostras no difratômetro de Raios X.

Essas lâminas foram então passadas do difratômetro de raios X, até o espectro 50, sendo o tempo equivalente a 95 minutos para cada lâmina. Esse espectro foi então interpretado com o uso de um software, o qual interpreta os picos obtidos. Interpretados então esses picos, se conseguiu obter quais os argilominerais estavam presentes nas amostras de solo retiradas em campo.

20

Fisiografia da área

Geologia Regional

A área está contida no Cinturão Ribeira, constituído pela Microplaca Luis Alves e pelo Terreno Paranaguá (Cury, 2009). A Microplaca Luiz Alves e o Terreno Paranaguá estão em contato transcorrente, com a ocorrência de metamorfismo dinâmico nas rochas limítrofes de ambas, sendo esse contato ocorrente de modo gradual.

O contato ocidental do Terreno Paranaguá com a Microplaca Luis Alves é representado pelos Lineamentos Alexandra Serra Negra e Palmital. Nessas porções ocorrem rochas miloníticas, com lineações que sugerem uma tectônica de cisalhamento com uma componente lateral bastante relevante. São encontrados indicadores cinemáticos localizados nas proximidades do Lineamento Palmital, que sugerem uma movimentação sinistral.

Microplaca Luis Alves

A Microplaca Luis Alves é composta por gnaisses granulíticos, com bandamento centimétrico a milimétrico de níveis quartzosos a feldspáticos e de minerais ferro-magnesianos, como biotita, piroxênios e anfibólios, sendo que esses estão metamorfizados de médio a alto grau geotérmico. Subordinadamente, ocorrem migmatítos e granitos, além de rochas máficas e ultramáficas gnaisses cálcio-silicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos segundo estudos de Basei *et.al, (2000).*

As idades K-Ar realizadas em biotita e anfibólio, correspondentes para a Microplaca Luis Alves evidenciam idades de formação entre o Arqueano (2,7-2,5Ga) e o Paleoproteróico (2,2-1,7Ga). Com isso de observa que não existem registros Neoproterozóicos, evidenciando que o contexto se manteve estável durante a orogenia.

É importante destacar que aos setores setentrional e meridional apresentam diferenças bastante significativas quando comparados: o setor mais setentrional da Microplaca Luiz Alves foi afetado intensamente pela tectônica Neoproterozoica. Mais um fator preponderante é a presença de uma sequência ofiolítica incompleta próximas ao contato da microplaca Luis Alves com a Suíte

Rio Piên, ao norte, a qual inclui peridotitos serpentinizados, piroxenitos e algumas evidências de gabros toleíticos, com idade de 631 \pm 17 Ma (Cury, 2009).

Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá é representado quase que integralmente por um complexo ígneo, compreendendo uma ampla variedade de rochas graníticas, e uma unidade supracrustal, a formação Rio das Cobras, definida por Lopes (1987). , ocorre numa faixa de 250 km de comprimento por 30 km de largura (Cury, 2009). As rochas encaixantes desses granitóides são gnaisses, gnaisses migmatiticos, xistos aluminosos, quartzitos, mármores, cálcio silicáticas e anfibolitos metamorfisados em diferentes graus metamórficos. O contato ocidental ocorre de modo tectônico com os terrenos gnáissicos-granulíticos e gnáissicos migmatíticos (microplaca Luiz Alves e Curitiba). No setor sudoeste o contato é representado pelo lineamento do rio Palmital, e no setor oestenoroeste pelos lineamentos Alexandra e Serra Negra. Com isso a evolução da área pode ter ocorrido através de um grande cinturão colisional, o qual ocorre nas regiões costeiras, cuja dinâmica deformacional ainda não foi totalmente desvendada (Cury, 2009).

Os terrenos graníticos presentes no Terreno Paranaguá são representados pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço, e Canavieira-Estrela, encaixados nas rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da sequência Rio das Cobras. A suíte Morro Inglês apresenta assinatura geoquímica compatível com rochas graníticas formadas em terrenos de Arco magmático, apresentando caráter cálcio-Alcalino de alto K e shoshoníticos. Já os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras ocorrem em faixas alongadas de modo pouco expressivo, sendo as paragêneses ocorrentes na região da Serra da Prata (meridional), a de fácies xisto verde, na zona da biotita, enquanto que na porção centro-setentrional ocorrem as parageneses fácies anfibolito, podendo chegar à fácies granulito em associações com cianita-granada-sillimanita-feldspato alcalino, sendo a idade do metamorfismo datado em U-Pb em monazita igual a 599 ±5 Ma (Cury, 2009).

Na Serra da Prata, foco deste trabalho ocorre cinco suítes graníticas, as suítes Morro Inglês, Rio Canavieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela. Especificamente, a suíte granítica Morro Inglês é representada por litotipos leucocráticos, cinza claros, foliados, de granulação grossa à muita grossa, onde ocorrem megacristais com tamanho próximo a 10 cm (Lopes, 1987b). Podem ocorrer alguns enclaves de granulação mais fina como também porções migmatíticas. Por fim, ocorrem na base metassedimentos, que foram denominados por Lopes e Lima (1985) como sequência Rio das Cobras e recobrindo esses sedimentos cenozóicos recentes.

Esse Terreno apresenta rochas graníticas cálcio-alcalinas, intensamente deformadas e incipientes, havendo a presença de fenocristais de K-Feldspato. Os granitos Morro Inglês recorrentes na região da Serra da Prata, são leucocráticos, cinza claros, quase sempre foliados e isótropos, de granulação média a grossa, com presença de fenocristais de K-Feldspato (2 a 5 cm).

É comum se observar enclaves de composição diorítica, com granulaçao fina e formas subédricas a anédricas, com dimensões que chegam a atingir 50 cm..

No setor ocidental da Serra da Prata ocorrem predominantemente granitos coloração cinza rosada, leucocráticos de ora equigranulares ora inequigranulares, com granulação fina, as quais exibem normalmente aspecto deformado (cataclástica e milonítica), sendo esses granitóides denominados de Granito Rio Canavieiras por Lopes (1987b). Esses granitóides são representados por corpos alongados, limitados por zonas de cisalhamento. Algumas variações desses granitóides, com uma granulação de fina a média e foliação presente nos seus limites foram denominados como Granito Rio do Poço, sendo esses encontrados próximos ao município de Antonina-PR. O granito Estrela, ocorre de maneira mais restrita, e apresenta rochas leucocráicas, raramente porfiríticas, de modo equi a inequigranulares. Essas rochas, com dimensões de batólitos, ocorrem desde a região de Garuva até o Rio Canavieiro. Análises petrográficas denotam a presença de K-feldspato, plagioclásio (oligoclásio e andesina), biotita e hornblenda.

A Formação Rio das Cobras, encaixante dos granitóides presentes na Serra da Prata, é constituída por rochas gnáissicas (biotita-gnaisse, gnaisse granatífero, anfibólio-gnaisse), bem como xistos (biotita xistos, muscovita-

23

biotita-xistos, calco xistos, granada-muscovita-xistos, xistos máficos), anfibolitos e quartzitos ocorrem de maneira pouco expressiva, com dimensões bastante reduzidas.

A foliação (Sn) apresenta características de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil, com orientação N-NW e mergulhos para E-NE e W-SW nas cercanias do Lineamento Palmital, próximo a Baia de São Francisco do Sul, porção sul da área. Essa superfície sofre uma inflexão ao longo do Lineamento Alexandra, próximo a região de Paranaguá a Serra Negra, ou seja, porção Central e norte da área. Com isso essa superfície apresenta direções N-NE, com mergulhos E-SE e W-NW, podendo encontrar-se dobramentos cilíndricos, taridios a toda essa superfície.

O contato ocidental desse domínio com a Microplaca Luis Alves é representado pelos Lineamentos Alexandra Serra Negra e Palmital. Nessas porções ocorrem rochas miloníticas, com lineações que sugerem uma tectônica de cisalhamento com uma componente lateral bastante relevante. São encontrados indicadores cinemáticos localizados nas proximidades do Lineamento Palmital, que sugerem uma movimentação sinistral.

Litotipos da área

Os litotipos encontrados na área compreendem a Formação Rio das Cobras, a Suíte granítica Morro Inglês, as Intrusivas Básicas mesozóicas, e os sedimentos recentes do Quaternário.

Outro litotipo encontrado na área é a Formação Rio das Cobras, a qual se trata de metassedimentos, ocorrentes em porções alongadas nas áreas menos elevadas da área, de maneira pouco expressiva, se comparada com a Suíte Granítica Morro Inglês. Nesses metassedimentos predominam as rochas biotita-quartzo-xisto, muscovita-quartzo-xisto, calco-xisto, ganada-silimanita-sericita-quartzo-xisto, quartzito, biotita-gnaisse, gnaisse granatífero, anfibolitos e biotititos. É importante frisar que essas rochas estão amplamente deformadas, sendo comum encontrar filonitos associados a zonas de cisalhamento presentes na região.

A Suíte granítica Morro Inglês pertencente ao Terreno Paranaguá, tem idade do Proterozóico Superior e Proterozóico Inferior, 500 a 600Ma, na qual os

corpos graníticos dessa suíte intrudiram as rochas metamórficas adjacentes. As rochas pertencentes a essa suíte possuem natureza alcalina, muitas vezes porfiríticas com coloração variante de leucocrática a mesocrática.

Na região também se encontram rochas Intrusivas Básicas representadas por diques de Diabásio de idade Mesozóica (120 a 140Ma).

Na região se nota também a presença de sedimentos Cenozóicos recentes, que encontram-se nas porções mais rebaixadas do relevo, das mais diferentes origens, nos quais se encontram tálus, coluviões, aluviões, sedimentos fluviais, lacustres e marinhos.

Clima

O município de Morretes – PR está inserido na porção leste do estado do Paraná, na Serra do Mar, sendo seu clima definido como Subtropical Úmido Mesotérmico, cuja média pluviométrica histórica atingiu o valor de 2168,8 mm e a temperatura não ultrapassa os 22°C(IAPAR,2013). Esses Regimes são controlados pelo Anticiclone do Atlântico Sul, na qual as massas polares agem com maior influência no inverno e a tropical atlântica no verão. É importante frisar que a Serra do Mar funciona como uma barreira para as Massas de Ar, de modo que esse influencia de modo bastante consistente os aspectos climáticos locais, fazendo com que as massas de ar carregadas encontrem as barreiras e acabem se precipitando por essas regiões, por isso o clima extremamente úmido local (IPMet, massas de ar).

Na figura X, se pode observar o índice pluviométrico mensal ocorrido em uma média histórica entre os anos de 1975 e 2011 e na figura Y se observa a média sazonal observada no mesmo período. Na figura Z, se observa os valores médios históricos da temperatura para o município. Através desses dados é possível se observar que as maiores médias pluviométricas e as maiores temperaturas ocorrem entre os meses de Dezembro a Março, justamente o período que configura a estação do verão, com maior índice de insolação.

No verão de 2011, no dia 11 de março, choveu no município de Morretes, segundo dados coletados na estação meterológica Morretes (IAPAR, 2011), choveu 282,6 mm em um intervalo de 24 horas, índice superior ao da média

mensal histórica para o mês de março que é de 233,9 mm, a média mensal para o mês de março de 2011 foi de 585 mm, ou seja, um valor superior ao dobro da média histórica pertencente ao local.







Vegetação

A vegetação predominante que ocorre na área de estudo, pertence ao bioma da Mata Atlântica, típica de floresta tropical. Nesse bioma da Mata Atlântica está inserida a Floresta Ombrófila Densa, a qual ocorre principalmente na Serra do Mar, portanto ocorrendo na área de estudo, conforme observado na figura 3. Ocorre sob influência de massas de ar úmidas, o que provoca uma pluviosidade alta o ano todo.

Essa vegetação possui variação decorrentes da altitude, constituindo formações Terras baixas (até 50 metros) a Altamontanas (entre 1000 e 1200 metros), sendo que nas porções de terras baixas as árvores tendem a ser mais grossas e altas, com alturas na ordem de 40 metros, devido o solo ser mais espesso e com matéria orgânica abundante, ao passo que com o aumento da altitude elas tendem a ficar mais delgadas e baixas, devido ao solo ser mais raso e o terreno mais íngreme.



Figura 3: Vegetação típica da Serra do Mar, Floresta Ombrófila Densa. Foto tirada de Sul para o Norte da área de estudo

Geomorfologia

A Serra da Prata, onde se situa a área do estudo, pertence ao domínio geomorfológico da Serra do Mar. Esse domínio geomorfológico apresenta dissecação alta e ocupa área de 2065.52 Km² no estado do Paraná. Suas altitudes apresentam gradiente de 1320 metros, com altitudes variando de 20 a 1340 metros. As formas que predominam na área são cristas em topos alongados aguçados e convexos, escarpas com vertentes retilíneas ocasionadas por falhas, fraturas e contatos litológicos e vales em "V" encaixado. É importante se ressaltar que o topo das cristas são aplainados e nivelados (MINEROPAR, 2006). Dentro desse domínio de insere a Serra da sendo essa constituída por rochas do Terreno Paranaguá, Prata, principalmente a suíte granítica Morro Inglês e Suíte metapelítica Rio das Cobras. A Serra da Prata é um divisor das águas das bacias hidrográficas dos rios que fluem diretamente para o litoral (baía de Paranaguá) e dos rios que correm para o interior, como tributários dos rios Uruguai e Paraná (Cury, 2009). A figura 4 a seguir exemplifica esse contexto.



Figura 4:Parte do mapa Geomorfológico do estado do Paraná, com destaque para a área de estudo. Fonte: Adaptado de Mineropar (2006).

Solos em ambiente Tropical

Diversos climas produzem através do intemperismo os solos, os quais são definidos como um conjunto de corpos tridimensionais que são resultado da ação combinada entre clima, tempo, relevo, material rochoso parental, ação biogênica de microorganismos, estando este sempre em contato com a biosfera e com a rocha, onde cessam os processos pedogenéticos (Fernandes & Amaral, 2003). Após a produção e a deposição desse material pedogenético, ocorre um processo de diferenciação do solo, dando início à produção de horizontes, diferenciados entre si quimicamente e fisicamente. O conjunto de diferentes horizontes de solo produz o que se chama de perfil de solos (Fernandes & Amaral, 2003).

Os solos podem diferenciam-se de maneira local ou regional, de modo que sua formação está condicionada a vários processos diferentes. É importante frisar que esses apresentam características próprias como cor, textura, estrutura, mineralogia entre outros, de modo que as diferentes condições naturais determinam as características de cada tipo de solo. Dentre os fatores que influenciam a formação dos solos o clima é o que interfere de maneira mais agressiva proporcionando diretamente o intemperismo químico devido a temperatura, umidade, pH, e a precipitação. Os organismos vivos exercem de maneira bastante substancial a formação dos horizontes orgânicos com a decomposição da matéria orgânica deposta em superfície sobre esses solos e favorecendo o aparecimento de vegetação sobre esses solos (Guerra, 2006). O material parental é o material não consolidado que dá origem ao solo sendo esse autóctone ou alóctone, de maneira que sua composição interferirá diretamente no desenvolvimento e produção de material pedogenético. A topografia afeta o solo de modo que o desenvolvimento dos solos está ligado diretamente com a dinâmica das águas superficiais e percolantes, a erosão e consequentemente no intemperismo para a formação desses solos. Já o tempo influencia a formação de solos, pois esse precisa de um determinado tempo para seu desenvolvimento, de modo que quanto mais antigo um solo, mais o seu desenvolvimento e menor a sua quantidade de minerais primários (Guerra, 2006).

Para este trabalho o fator formador de solo que exerce maior importância e relevância é o relevo. O relevo interfere de maneira substancial na formação, desenvolvimento e erosão de solos pois a água exerce uma movimentação vertical e paralela aos solos, além de influenciar no ponto de saturamento dos solos o que está intimamente conectado com a ocorrência de movimentos de massa, de maneira que conforme o solo está saturado a água acaba por não penetrar mais horizontes a dentro e esse material pedogenético pode entrar em colapso e ser erodido dando início a um foco de movimentação de massa. Nas porções mais altas e planas a água se concentra e exerce maior formação de material pedogenético, ao passo que em porções onde a declividade é mais acentuada a drenagem é excessiva e a percolação de água no solo fica prejudicada, de modo que os solos são bem menos desenvolvidos, devido a

menor abrangência do intemperismo, e rasos nessas porções, além de serem muito mais susceptíveis a erosão laminar. Outro fator relevante que a topografia exerce na formação e desenvolvimento dos solos está no fato de áreas com altitude superior a 700 metros, apresenta mesmo em ambientes tropicais, um horizonte orgânico-mineral mais espesso decorrido da mineralização do conteúdo orgânico ser mais lento, contrastando com esse fator em áreas de várzea e com maior proximidade do lençol freático, os teores de matéria orgânica aumentam, pois o excesso de água acaba por diminuir a oxigenação do solo, reduzindo a decomposição da matéria orgânica.

Isso interfere de maneira substancial no desenvolvimento de movimentos de massa, como o observado para o presente trabalho, pois nas regiões mais altas e menos íngremes se observa um perfil de solo bastante espesso e susceptível a erosão, gerando um grande volume de material argiloso para entrar em colapso e dar liga para possíveis corridas, fazendo com que o material sólido se comporte como um fluído. Com isso, o solo foi saturado devido ao excesso de água percolante em um curto intervalo de tempo, fez com que o solo entrasse em colapso e acabasse por se comportar como um fluído, dando liga para a movimentação de massa e o desenvolvimento de uma corrida de material, ou seja, desenvolvendo um escorregamento de encosta.

Vaz (1996) propôs uma classificação geotécnica dos solos em duas partes, as de solos residuais (in situ) e as de solos transportados;

Solos Residuais

Os solos residuais são produtos do intemperismo causados sob a rocha matriz, A composição da rocha matriz será determinante para a composição dos argilominerias, plasticidade, granulometria, os quais exercem relevância fundamental no comportamento geomecânico dos solos residuais.

Os solos residuais, ou solo laterítico ou residual maduro, dividem-se em solos eluvial e solos de alteração. Os primeiros tratam-se de uma camada de solo proveniente da evolução pedogenética, posicionada de maneira sobrejacente ao solo de alteração.

Os solos residuais, ou solo laterítico ou residual maduro, dividem-se em solos eluvial e solos de alteração. Os primeiros tratam-se de uma camada de solo proveniente da evolução pedogenética, posicionada de maneira sobrejacente ao solo de alteração.



Figura 5: Tipos de solos. Fonte: Vaz (1996)

Os solos de Alteração, também chamados de saprólito ou solo residual jovem, são caracterizados como uma camada que ainda está sofrendo a ação do intemperismo, sendo que os processos pedogenéticos ocorrem de maneira bastante reduzidas nesse tipo de solo, isso tudo pode ser visualizado na figura 5 acima.

Solos Transportados

Os solos transportados são aqueles que sofreram ação de transporte . Esses solos, juntamente com os solos residuais, variam de acordo com o material de origem e as condições que esses têm para se consolidar, mas o meio que esse é transportado é o principal fator que difere esse grupo dos outros. Os

principais transportadores atuantes em climas tropicais são os rios, e o transporte gravitacional através de movimentos de massa (Lacerda, 1985).

Características geotécnicas de Solos Tropicais

Solos em ambiente Tropical

Os solos tropicais residuais são aqueles produtos do intemperismo de uma rocha matriz, herdando características mineralógicas e estruturais da rocha matriz. O solo coluvionar é o material decorrente de um depósito composto por blocos e/ou grãos sem seleção, transportados por gravidade e acumulados no sopé ou a pequenas distâncias de taludes íngremes ou escarpas rochosas. Os materiais típicos de depósitos de talus são aqueles que são transportados por gravidade, composto essencialmente por blocos, transportados por longas distâncias, sendo esses acumulados no sopé de regiões mais elevadas.

Perfis de Intemperismo de solos em Regiões Tropicais

Nas regiões tropicais do globo, é comum encontrar materiais totalmente decompostos com pouca ou nenhuma relação com a rocha matriz ou mesmo blocos de rochas alteradas ou não alteradas em meio a solos. Vargas (1971) propôs a existência de perfis de intemperismo típicos para regiões tropicais.

Vargas (1971) definiu alguns condicionantes para o intemperismo atuante nas rochas. Entre esses estão à resistência de determinados fragmentos de rocha e alguns minerais mais resistentes que outros, presença de argilas provenientes de feldspatos e/ou micas e presença de Gibsita, Limonita ou minerais e substâncias precipitadas que possam alterar as propriedades do solo. É importante frisar que para rochas metamórficas apresentam resistência diferentes em seus bandamentos, quando estas estão colocadas assim, levando a possibilidade do deslizamento de placas de rochas, quando a pressão sob o material é superior ao máximo que esse pode suportar. Fraturas, falhas e foliações também são grandes determinantes no comportamento do solo residual. Os perfis não são determinados apenas pela origem das rochas,

como também pela permeabilidade e porosidade do solo em questão e também pelos minerais resultantes.

A figura 6 a seguir exemplifica um perfil de intemperismo para solos e coluvionares e para solos residuais, nas quais as características supracitadas atuam de maneira diferente conforme a variação da profundidade.



Figura 6: Perfil de Intemperismo. Fonte: Cruz (1987).

Suzuki (2004) evidencia que a formação de solo saprolítico ocorre em encostas típicas de regiões tropicais úmidas, a alteração das rochas ígneas difere conforme a profundidade e a existência de juntas e/ou estruturas reliquiares, é bastante comum se encontrar mantos de alteração antigos em depósitos de Talus e Colúvios, bem como o perfil de solo ocorre de modo bem desenvolvido acima e abaixo das encostas, o que é típico de regiões úmidas. Essas características exemplificam um perfil de solo típico das regiões da Serra do Mar no Brasil (figura 7).



Figura 7: Exemplos do processo de formação de solos em encostas em ambientes tropicais. Fonte: Fookes,1997

Estruturas e mineralogia de solos residuais

Suzuki (2004) diz que nos perfis de solos tropicais as variações mineralógicas e estruturais são mantidas e iguais as observadas em campo, com isso esses aspectos influenciarão de maneira direta nas propriedades físicas e hidráulicas dos mesmos.

Nas porções superficiais desses solos ocorre a presença de precipitados de óxidos de ferro e alumínio, argilominerais como caulinita, sendo essas muitas vezes revestida por óxidos. Esses óxidos são muito importantes, porque podem acarretar na formação de estruturas porosas, as quais podem ser facilmente destruídas, conforme seu grau de cimentação. Com isso, solos predominantemente argilosos podem apresentar um comportamento de um solo arenoso e menos plástico no seu estado natural, com elevada permeabilidade e baixa resistência, semelhante ao que ocorrem com os solos arenosos. (Suzuki, 2004 *apud* Fookes, 1997).

As camadas subjacentes de solos residuais jovens ou saprolíticos são caracterizadas por apresentar mineralogia e estrutura complexas, as quais variam conforme a rocha matriz. A fração grossa desses solos, quando originados de rochas com elevado teor de sílica, apresentam mineralogia composta predominantemente por quartzo, feldspato, micas e fragmentos de rocha, com as proporções variando conforme o tipo da rocha o e grau de intemperismo. (Suzuki, 2004 *apud* Fookes, 1997).

Já na fração silte os minerais existentes são praticamente os mesmos encontrados na fração grossa, adicionando a caulinita, ilita e esmectitas, além de micas e haloisitas.

Resistência ao Cisalhamento de Solos Tropicais

A mineralogia, as estruturas e as condições de saturação podem influenciar na resistência dos solos tropicais. Essa influência depende do grau de intemperismo, das estruturas do solo e da rocha matriz.

Para as rochas, a coesão é muito elevada e a resistência é afetada quase que totalmente pela resistência das pequenas fissuras e fraturas dessas rochas. Para os solos a resistência é praticamente friccional, com uma componente ínfima relacionada a dilatação desses. Com isso esses aspectos citados acima podem ocorrer separados ou juntos, nesse último caso tipicamente para solos tropicais, Suzuki (2004).

Em casos cujos horizontes superficiais são constituídos por solos coluvionares, solos rasos ou formações residuais, como por exemplo os solos derivados de rochas graníticas, podem ocorrer clastos de diferentes granulometrias imersos em uma matriz de solo. Com isso, para casos como estes, a resistência do solo será dominada pela matriz do mesmo, todavia em solos saprolíticos que
possuem estruturas provenientes da rocha matriz o seu comportamento será determinado por tais feições.

Na ausência de argilas expansivas nas camadas de solos superficiais, junto à ocorrência de óxidos de ferro e alumínio, com isso esses óxidos contribuirão para a resistência ao cisalhamento do solo com o aumento da coesão e do ângulo de atrito. Já para os solos residuais a mineralogia tende a influenciar de maneira muito mais significativa no quesito resistência, Suzuki (2004).

Movimentos de massa

Condicionantes de instabilidade de encostas

A estabilidade de taludes depende de vários processos relacionados, dos quais está geologia, geomorfologia, hidrografia, clima, como também a ação antrópica. Terzaghi (1950), um dos pioneiros no estudo de instabilidade de encostas disse que os taludes podem ser divididos em duas categorias, sendo essas as de causas externas e internas. As causas externas são provocadas pelo aumento das tensões cisalhantes ao longo da superfície de ruptura, como por exemplo a sobrecarga na porção superior do talude, efeitos de vibrações ou escavações realizadas no sopé. Já as causas internas são causadas pela diminuição da resistência ao cisalhamento do solo, que tem como exemplos a perda da resistência pelo intemperismo e a elevação da taxa poro-pressão na superfície de ruptura. As demais causas podem ser geológicas, morfológicas, físicas e antrópicas. (Guerra, 2006)

Augusto Filho e Virgili (1998) definiram que as causas dos grandes deslizamentos para as encostas brasileiras são influenciadas pelo material que compõem o substrato, sendo esses solos ou rochas, estruturas geológicas (xistosidade, fraturas, falhas), como também atuação de eventos climáticos, os aspectos geomorfológicos como a declividade, a curvatura das encostas e a forma do perfil de encostas. Também podem ser citados o comportamentos das águas em superfície e sub-superfície como também as características de uso e ocupação da região.

Tipos de movimentos

Os processos de movimentos de massa são bastante comuns, principalmente em países como o Brasil, o qual apresenta uma vasta área coberta por maciços rochosos. Esses deslizamentos vêm sendo classificados historicamente segundo vários autores de diferentes formas e modelos. O modelo atualmente mais aceito foi proposto por Varnes, 1978. O qual classifica e sugere a utilização de termos que indiquem o estado, a distribuição, o estilo e a caracterização do movimento (velocidade, e as condições de umidade) junto ao tipo de material e ao tipo de movimentação de modo a se ter uma descrição mais precisa e correta acerca do evento, essa classificação de movimentaçao pode ser vista conforma a figura 8 abaixo.





Outros modelos propostos foram o de Sharpe (1938) apud Varnes (1978), que serviu de base para o modelo proposto por Varnes (1978), o qual é o mais divagado e utilizado, inclusive pelo Inventário Mundial de Deslizamentos, que movimentos como sendo de queda, classifica os escorregamentos, escoamentos, corridas, tombamentos e espraiamentos, conforme observados na figura acima. Outros modelos que merecem atenção, desenvolvidos no Brasil, são os de Freire (1965) o qual divide os movimentos de massa em escoamentos (rasteios corridas) escorregamentos е (rotacionais е translacionais) subsidência e desabamentos. Guidicini e Nieble (1984) classificam os Escoamento movimentos como (rastejo е corridas). Escorregamento (rotacionais, translacionais, quedas de blocos e queda de detritos), Subsidências (subsidências, recalques e desabamentos), formas de transição e movimentos completos. Já a classificação de IPT (1991) divide os movimentos como Rastejos, Corridas de Massa, Escorregamentos e Quedas/Tombamentos. É importante frisar que erosão laminar, em sulco e ravinamento não entram na classificação porque a ação da água não é seguida por movimentos coletivos de massa, sendo esse o tipo de classificação usada para o presente trabalho.

Dentre os movimentos citados acima, os que cabem para o presente trabalho são as corridas (flows), escorregamentos e queda de blocos.

As corridas são movimentos muito rápidos nos quais os materiais, apesar de sólidos, apresentam um comportamento de fluído muito viscoso. As corridas estão associadas à concentração excessiva dos fluxos d'água superficiais e uma deflagração de um fluxo contínuo de material terroso, podendo esse evento ser causado por ação antrópica e/ou natural. Para esse evento ocorrer, o atrito interno entre as partículas para solos e rochas é vencido, e fluirá em caso de excesso de água (GUIDICINI & NIEBLE, 1984).

As corridas podem ser divididas em três categorias de acordo com a quantidade água e das velocidades de deslocamento. Os Mud Flows ou Fluxos de Detritos são constituídos de solos com alto teor de umidade. Os Debris Flow ou Corrida de Detritos envolve uma gama de materiais, tais como fragmentos de rochas de dimensões diferentes, solo, vegetação, entre outros. Já os Earth Flow ou Corridas de Terra tem como material predominante o solo, contudo com menor teor de umidade (Fernandes & Amaral, 2003).

Os escorregamentos são movimentos rápidos, de curtíssima duração, com planos de ruptura bem definidos, onde é bastante evidente a distinção entre o material movimentado do inerte. Entre os escorregamentos estão os Rotacionais (Slumps), os quais possuem um plano de ruptura côncavo para cima, de onde se dá início a esse tipo de movimentação. Esses movimentos são favorecidos pela existência de solos espessos gerados a partir de rochas argilosas, sendo que a movimentação deflagradora é geralmente originária num corte basal do material escorregado. Já os escorregamentos translacionais são os tipos de escorregamentos mais comuns, cuja superfície de quebra possui uma forma plana e onde geralmente estão presentes

descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas. Essas descontinuidades de fraqueza normalmente estão associadas a limites entre horizontes de solo, fraturas, falhas, depósitos de encostas entre outros. Esse tipo de escorregamento ocorre em períodos de intensa precipitação. Nesses casos o aumento da taxa poro-pressão faz com que o excesso de água percolada nos poros dos solos/rochas exerça uma força peso bastante atuante na superfície, a qual devido ao aumento da pressão entra em colapso, gerando esse tipo de movimentação (Guerra, 2006).

As quedas de bloco são movimentações rápidas de blocos ocorridos pela ação da força gravitacional, ocorrendo como um movimento de queda livre, sem a necessidade de superfície de deslizamento, esse é o principal evento gerador de depósitos de talus. Segundo Guidicini e Nieble (1984) as quedas podem ser classificadas como rolamento de blocos, no qual ocorre o movimento de matacões ao longo da superfície inclinada, devido a uma perda de apoio. Também podem ser classificadas em queda de blocos, cujo material se desprende da parede e cai sob o movimento de queda livre. Outro tipo de queda de blocos são os tombamentos, no qual há uma rotação dos blocos devido a condicionantes geológicos tais como sistema de fraturas ou juntas com mergulho desfavorável ao equilíbrio da encosta. Já o Desplacamento de Blocos consiste no desprendimento de placas ou lascas das encostas devido a variações térmicas e alívio de tensão. Esse desprendimento pode ocorrer por queda livre ou por deslizamento em superfície com alto ângulo de inclinação Guidicini e Nieble (1984).

Os movimentos de massa podem ser divididos segundo critérios de comportamento em função de tensão, deformação e tempo dos solos e seus aspectos mecânicos. Com isso esses foram divididos em pré ruptura, ruptura pós ruptura, reativação e deslizamento ativado (Lacerda, 2002).

A fase de pré-ruptura inclui o processo de deformação que evolui até a ruptura, logo o pacote de solo está essencialmente intacta, contínua e adensada, com isso o sistema apresentará baixa velocidade, a qual é controlada por fenômenos de ruptura progressiva. Conforme se chega mais perto da ruptura, a velocidade do sistema aumenta em função do cisalhamento do solo.

40

A fase da ruptura consiste na formação de uma superfície de cisalhamento, nesse ponto as forças resistentes tornam-se iguais as forças cisalhantes, sendo esse estágio influenciado pela velocidade de deformação, ruptura progressiva e descontinuidades.

A pós-ruptura é a fase na qual o movimento de massa de solo ou rocha descreve um aumento da velocidade e um progressivo decréscimo da massa que está em movimento. O movimento do material depende da redistribuição da energia potencial utilizada no processo de ruptura, a qual está associada às energias cinética, de fricção e desagregação.

Já a fase de reativação descreve o movimento de massa ao longo de uma ou várias superfícies equipotenciais de ruptura, sendo esse controlado pelo comportamento do atrito entre as partículas de solo após os eventos de deslocamento. Essa pode ser ocasional, contínua e possuir variações na velocidade do movimento.

Condicionantes geológicos e geomorfológicos dos movimentos de massa

Dentre os condicionantes geológicos e geomorfológicos para a deflagração dos movimentos de massa estão às fraturas, falhas, foliação e bandamentos, descontinuidades no solo, morfologia e depósitos de encosta. (Fernandes & Amaral, 2003).

As fraturas e falhas são importantes descontinuidades mecânicas e hidráulicas, quando essas se apresentam espaçadas e tendem a gerar movimentos de blocos de modo que esses tombem sobre os outros. As fraturas de alívio têm um papel bastante importante na deflagração dos movimentos de massa, pois essa intensifica a percolação de água, o que também é válido para as esfoliações esferoidais, intensificando o intemperismo, gerando assim um plano preferencial para a ruptura dos blocos de rochas (Fernandes & Amaral, 2003).

Outro fator preponderante nos movimentos de massa está nas foliações e nos bandamentos composicionais, cujas quais representam riscos de desplacamentos, caso esses apresentem mergulhos das rochas orientados para fora da encosta ou bandamentos com uma das mandas se apresentando menos resistente ao intemperismo, de modo a colapsar essa porção e gerar uma queda de blocos.

As descontinuidades no solo exercem papel importante nas movimentações de massa, pois, essas podem promover uma atuação diferencial do intemperismo, além de gerar diferentes valores nas taxas poro-pressão atuantes na encosta, promovendo planos de rupturas que darão origem aos referidos movimentos de massa.

Um fator que auxilia nos escorregamentos é a morfologia das encostas, já que quando íngremes registram uma maior velocidade no fluxo d'água, outro fator são as encostas com morfologia côncava que tendem a concentrar os fluxos d'água com mais facilidade, gerando maiores riscos para possíveis escorregamentos.

Os depósitos de encosta estão intimamente relacionados aos escorregamentos por que os depósitos de Talus e Colúvio estão sempre presentes nas regiões onde há convergência de fluxos d'água, além disso, apresentam uma deposição de materiais de diferentes granulometrias, de modo que os primeiros são menos selecionados e localizados em áreas de alta energia e os segundos mais bem selecionados e localizados em regiões de menos energia. Com isso esses depósitos estão apoiados sob a rocha sã e no contato entre esses por diferenças marcantes na taxa poro-pressão pode facilitar os escorregamentos translacionais. (Fernandes & Amaral, 2003).

Resultados Obtidos

Para a realização do presente trabalho foram realizadas duas atividades de campo. A primeira entre os dias 23 e 27 de Abril de 2012 e a segunda entre os dias 21 a 25 de agosto de 2012 para a área de estudo do trabalho. Nessas viagens foi possível observar e analisar a geologia local e como se encontrava a área após os deslizamentos, bem como se analisar o contexto local da área de estudo.

Nessas viagens de campo realizadas, foi possível observar e analisar a geologia local e como se encontrava a área após os deslizamentos, bem como se analisar o contexto local da área de estudo. Os pontos obtidos para esse trabalho estão contidos no mapa de pontos a seguir



Geologia Local

Suíte Granítica Morro Inglês

No mapeamento local realizado foram encontrados corpos graníticos. Esses granitóides (figura 9) apresentam comumente leucocráticos, cinza claros, quase sempre foliados, com uma granulometria de média a grossa. apresentam textura porfirítica com fenocristais de feldspato de 2 a 5 cm de comprimento. São monzogranitos, sienogranitos e granodioritos porfiríticos, ricos em K-feldspato e em máficos como biotita e anfibólio.A matriz dessa rocha apresenta como minerais o quartzo, o feldpato potássico, plagioclásio,

anfibólio, e por vezes algumas pequenas placas de biotita. É comum encontrar enclaves de granulometria mais fina, com composição mais diorítica ou quartzo-diorítica, esse granito se apresenta associado a um fluxo magmático e apresenta atitude de N60E15NE, com família de fraturas com atitude N78E°90°N. Essas fraturas apresentam-se como fraturar de alívio, e ocorrem sempre com alinhamento N-S, associadas a esses corpos graníticos da suíte Morro Inglês.



Figura 9: Granitóide presente ao longo da área. Ponto 33 da área de estudo.

Análise Petrográfica da Suíte Granítica Morro Inglês

Os Monzogranitos apresentam uma matriz de coloração acizentada com grão subédrico. Essa rocha apresenta granulação entre 3 e 5 mm. Contendo como minerais o quartzo (30%), Ortoclásio (60%), muscovita (7%), opacos (2%) e acessórios como a clinozoisita e o zircão nos halos pleocróicos da biotita (1%). É importante destacar que o quarto possui extinção ondulante, bem como o ortoclásio se encontra distribuído de maneira assimétrica, com sombra de pressão. Outro fator que chama a atenção são porções alongadas, semelhantes a veios, os quais estão preenchidos com material opaco (prancha de fotos da figura 10).

O Granodiorito apresenta mineralogia com Quartzo (45%), Plagioclásio (25%), K-Feldspato (15%), muscovita (5%),a biotita (7%), Granada (1%), e opacos (2%). Ocorrem minerais acessórios como a clinozoizita e o zircão (1%). É importante ressaltar que os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e ocorrem de modo assimétrico. Nota-se também pequenas fraturas preenchidas com material micáceo, comumente a sericita/muscovita, sendo essas penetrativas.

Também são encontrados Sieno-granitos os que apresentam mineralogia com Quartzo (30%), Ortoclásio (65%) e muscovita (4%). Ocorrem minerais acessórios como a clinozoizita (1%) da rocha. O quartzo observado possui extinção ondulante, bem como alguns ortoclásios que se encontram como fenocristais.

Outro litotipo encontrado e o Quartzo-Granito que apresenta como características mineralogia predominada por 70% de Quartzo, K-Feldspato (25%), muscovita (2%) da rocha, e opacos (2%). Ressalta-se que as muscovitas ocorrem ao longo das fraturas e no interior dos grãos de quartzo, ou associadas ao K-Feldspato e o quartzo apresenta-se rotacionado e assimétrico.

Na figura 10 abaixo é possível se observar a presença de fenocristais de K-Feldspato, alguns cristais de quartzo apresentando-se rotacionados e com presença de extinção ondulante, o que sugere um evento deformacional. Observa-se também presença de biotita alterada por óxido de ferro.

45



Figura 10: Lâmina petrográfica do Monzogranito presentes na área de estudo obtida no ponto 87. Ambas as fotos foram tiradas da mesma Lâmina delgada. É importante se ressaltar que as fotos superiores representam a imagem com o polarizador cruzado e as de baixo se encontram em luz natural. Detalhe para as porções pretas no canto direito da foto A. Destaque para os fenocristais de K-feldspato e o quartzo sofrendo extinção ondulante.

Análise Petrográfica dos Piroxênitos

Foram encontrados na área de estudo, nos pontos 3 e 33 da área. Esses piroxênitos são corpos mais novos que os Granitos Morro Inglês e mais velhos que os diques diabásicos, e ocorrem subordinados apenas nos pontos mencionados acima.

Esses apresentam como característica ser uma rocha cinza, mesocrática, com textura granular. A matriz é de coloração acizentada com os grãos distribuídos de modo subédrico e possuem granulação entre 3 e 5 mm. Contém os minerais quartzo (5%), ortoclásio (10%),diopsídio (35%), augita (40%), opacos (5%), biotita (4%) e o zircão (1%). Observa-se também um alinhamento E-W dos minerais presentes na rocha, e o feldspato e o quartzo possuem extinção ondulante em algumas porções da rocha

Análise Petrográfica dos diques de diabásio

Outra rocha que está presente na área são intrusões basálticas/diabásicas que cortam os corpos graníticos da suíte Morro Inglês ao longo de toda a área conforme visto na figura 11 a seguir.. Essa unidade representa um enxame de diques, com dimensão em torno de 0,5 metros de largurae centenas de metros de comprimento. este corpos ocorrem bastante espalhados ao longo de toda a área, por vezes apresentam ramificados, como descrito no ponto x (coordenadas?). As bordas desses diques apresentam textura mais fina que o restante do corpo, o que evidencia uma intrusão ao longo do granito frio, ou seja, esse granito já estava consolidado quando o enxame de diques ocorreu.



Figura 11: Intrusões de Basaltos/Diabásios ao longo dos corpos graníticos observados no ponto 87 (conforme mapa de pontos)

Essa rocha afanítica, preta, melanocrática, com textura sub-ofítica contém os minerais plagioclásio (50%) e clinopiroxênio (35%). Também foi encontrado cerca de 12% de óxidos- hidróxidos de ferro e 3% de sulfetos. A amostra encontra alterada hidrotermalmente, com uma alteração clorítica, pervasiva. Também se nota uma alteração sericítica nos plagioclásios. Como alteração se nota também a calcopirita e a ilmenita/magnetita. É importante frisar que a

quantidade de ilmenita/magnetita pode chegar até a (30%), dependendo da amostra analisada, conforme visualizado na figura 12 a seguir.



Figura 12: Lâmina petrográfica dos basaltos encaixantes presentes no ponto 87 da área de estudo. Ambas as fotos foram tiradas da mesma Lâmina delgada. É importante se ressaltar que as fotos superiores representam a imagem com o polarizador cruzado e as de baixo se encontram em luz natural. Destaque para os cristais aciculares de illmenita em meio a toda a porção da rocha.

Xistos Rios das Cobras

Entra as rochas encontradas também se destacam corpos metamorfisados em alto grau, com bandamento gnáissico. Esses corpos estão em contato direto com os granitos Morro Inglês, de modo que este encontrava-se muito alterado, cujo qual não pode ser amostrado por lâmina petrográfica. Sua foliação foi medida com atitude de N 20E 80SE no ponto 110. Essa rocha pode ser observada segundo a figura 13. É importante se ressaltar que esse corpo não se encontra descrito na literatura, mas através de observações de campo se notou que esse representa o Xisto Rio das Cobras metamorfizado em um grau mais alto, já que na área é possível se observar uma possível zona de cisalhamento destral, o que pode ter acarretado na formação desse corpo gnáissico.



Figura 13: Rocha apresentando Bandamento Gnáissico no ponto 110 da área.

Mais um litotipo amostrado foi um corpo filonítico, com foliação extremamente fina, semelhante a uma clivagem ardosiana. Esse corpo foi encontrado no ponto 107 da área, associado aos granitos Morro Inglês e as rochas xistosas Rio das Cobras . Em lâmina petrográfica se observou que esse tem foliação (Sn+1) bastante evidente no sentido norte-sul. Quanto à mineralogia se observam o quartzo (35%), a sericita/muscovita (35%), biotita (10%), o K-feldspato (10%) e também opacos rotacionados em (10%). Em relação ao quartzo se observa que esses estão rotacionados e alguns apresentam sombra de pressão. Observa-se também que esse possui uma cristalização tardia sob a biotita, de modo a formar sombra de pressão sobre essas. Observa-se também um veio de quartzo com goetita o qual é penetrativo as foliações adjacentes. Outro fator que chama a atenção são duas gerações da biotita, a primeira reliquiar de granulação mais grossa (Sn), e a segunda presente dentro da foliação, bem mais fina. É importante salientar que ambas estão sendo

alteradas pela clorita e a biotita pode ter se transformado em sericita. Esse litotipo pode ser visualizado na figura 14 abaixo.



Figura 14: Lâmina petrográfica dos filonitos obtida no ponto 107 da área, com uma destaque para a foliação (Sn+1) muito fina e alguns cristais de biotita anteriores a essa foliação. A se refere a foto com o polarizador cruzado. Já B se refere a mesma porção em Luz natural.



A seguir é visualizado o mapa do substrato rochoso obtido da área, sintetizando o que foi obtido.

Materiais inconsolidados

Ao longo de toda a porção estudada foram definidos 3 tipos de materiais inconsolidados, os quais correspondem aos solos residuais (pouco espessos), aos colúvios e aos depósitos de tálus.

Os solos residuais, com espessuras até 1,30 m, sempre inconsolidados e formados a partir do intemperismo da rocha matriz. Esses solos apresentavam granulometria bastante diversificada, mas predominando a presença de areia

na sua composição, sendo esses não plásticos e localizados ao longo da drenagem, nas porções laterais a bacia do rio Tingidor.

Os colúvios se localizavam nas porções médias da hipsometria da área, apresentando espessura muito reduzida e uma variedade granulométrica muito grande, com presença de frações que variavam de matacões a argila.

Já os depósitos de tálus se localizavam predominantemente nas porções mais baixas da área (hipsometria), com nenhuma seleção do material, sendo esse, deslocados das porções mais elevadas (hipsometria) e apresentando formatos bastante angulosos e de dimensões bastante variadas.

Hidrografia e Geomorfologia da área

A área de estudo apresenta uma hidrografia bastante simples, de modo que se tem basicamente 2 cursos d'água principais, o primeiro é o Ribeirão Tingidor, de 2ª ordem, o qual tem curso saindo das porções mais elevadas da área , nos picos da Serra da Prata, percorrendo toda a área, até o rio Jacareí, o qual é o nível de base local, sendo esse um rio de 3ª ordem, e das drenagens locais. O talvegue do ribeirão Tingidor possui largura estreita normalmente, com larguras na ordem de 0,5 a 2 metros. Na área esse pequeno ribeirão é alimentado por dois braços de drenagens que partem dos pontos mais altos da área. Já o rio Jacareí apresenta calha com largura em torno de 20 metros e leito mais profundo, com dimensões métricas.

A área de estudo localiza-se na Serra da Prata, pertencente ao domínio geomorfológico da Serra do Mar (MINEROPAR, 2006). A Serra da Prata, na área de estudo possui altitudes variantes de 23 a 1024 metros, com um relevo com picos alongados e não arredondados, de modo a apresentar uma declividade muito acentuada nessas porções mais altas, apresentando escarpas nas porções mais elevadas e declividade superiores a 80°. As porções médias da área que apresentam altitudes vaiando de 350 a 670 metros apresentam declividade menor, variando de 25° a 45°. Já as porções com altitudes menor que 350 metros apresentam declividades inferiores a 25°, conforme pode ser visualizado no mapa 2 a seguir.



Outro fator que chama a atenção é em relação à curvatura da área, a qual exemplifica para qual direção as encostas estão mergulhando. Com isso é importante se ressaltar que a porção nordeste da área ter mergulho predominante para as direções oeste/sudeste, enquanto a porção sudoeste da área apresenta direções de mergulhos para norte/noroeste. Isto é um fator fundamental para o entendimento de como ocorrerá a dinâmica dos

movimentos de massa, e assim de descobrir para qual direção eles terão o seu fluxo. Esse caso pode ser visualizado segundo o mapa 3 a seguir.



Ao longo de toda a porção estudada foram definidos 3 tipos de materiais inconsolidados, os quais correspondiam aos solos residuais (pouco espessos), aos colúvios e aos depósitos de tálus.

Os solos residuais, com espessuras até 1,30 m, sempre inconsolidados e formados a partir do intemperismo da rocha matriz. Esses solos apresentavam

granulometria bastante diversificada, mas predominando a presença de areia na sua composição, sendo esses não plásticos e localizados ao longo da drenagem, nas porções laterais a bacia do rio Tingidor.

Os colúvios se localizavam nas porções médias da hipsometria da área, apresentando espessura muito reduzida e uma variedade granulométrica muito grande, com presença de frações que variavam de matacões a argila.

Já os depósitos de tálus se localizavam predominantemente nas porções mais baixas da área (hipsometria), com nenhuma seleção do material, sendo esse, deslocados das porções mais elevadas (hipsometria) e apresentando formatos bastante angulosos e de dimensões bastante variadas.

Solos pouco espessos

Foram coletados sete tipo diferentes de solos residuais pouco espessos, do quais, estão resumidos na tabela 1, segundo os critérios cor, textura, assembléia mineral, granulação, consistência e rocha original.

Amostra	Cor	Textura do saprolito	Assembléia mineral primária	Granulação	Consistência	Rocha matriz
PF 01	Marrom Amarelado	De fina à média	quartzo, K-feldspato, plagioclásio e Muscovita. Presença de biotita e alguns piroxênios.	Areno- silto- Argilosa	Pouco Plástica	Granodiorito
PF 33 B	Verde escuro/ Acinzentado	De muito fina a fina	Plagioclásio bem como Clinopiroxênios e Óxidos de Ferro	Argilo-arenosa	Mediamente consistente	Basalto
PF 33 A	Marrom acinzentado	Média	Piroxênios e Plagioclásio, sendodo alterado em maior parte. Óxidos de Ferro e Biotita em menor escala	Areia siltosa	Fracamente plástico	Piroxenito
PF 34	Vermelho Alaranjado	Fina	K-Feldspato, Clinopiroxênio. Também foi encontrado Óxidos- Hidróxidos de Ferro e sulfetos.	Argilo-silte- arenosa	Altamente Plástico	Basalto
PF 96 A	Marrom Claro	Média	Quartzo, K-Feldspato, Muscovita, Biotita e Óxidos-hidróxidos de Ferro	Arenosa	Não é plástico	Monzo- Granito
PF 96B	Marrom avermelhado	Média	Quartzo, Plagioclásio, Muscovita, Biotita e Óxidos de ferro em menor escala	Areno Siltosa	Não é plástico	Solo transportado,
PF 97	Marrom Claro	Média	Quartzo, K-Feldspato em maior quantidade e muscovita e biotita em menor quantidade	Areno Siltosa	Não é plástico	Monzo- Granito

Tabela 1: Solos coletados.

Difratometria de Raios X

Para as amostras de solos mencionados acima foram realizados as a análise desses através do método da Difratometria de Raios X, no qual cada amostra apresentou um espectro. Esse espectro possui picos segundo alguns intervalos de comprimento de onda, logo esses picos foram analisados conforme o comprimento de onda. A determinação dos minerais se dá pela leitura dos picos nos espectros determinados..

É importante frisar que foram realizadas 3 amostras para alguns tipos de solo considerados mais importantes para o estudo. , Foram feitas amostras orientadas, glicoladas e uma aquecida. Logo se chegou ao seguinte resultado, conforme visualizado nos gráficos a seguir.



01-077-0982 (C) - Sanidine - K0.42Na0.58Ca0.03AISi308 - Y: 15.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - Vic PDF 0.6 - S-Q 39.6 % -

Difratograma 1: Amostra 33 Orientada



Difratograma 1: Amostra 33 glicolada



 WDLCommander Sample D - He: 33 (ap) V3.2w - 1ybe: 21h' in locked - Staft: 502 UP '* End: 55.08 UP '* Step: 0.014 * Step: 1me: Tes. s - Temp: 25 °C (Noom) - Time Stafted: U s - C

 Operations: Exclorutin 10:00 (1) K Scale Multi 0.033 [Import

 D1-083-2466 (C) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 56.82 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Hexagonal - Vic PDF 0.6 - S·Q 72.5 %

 D0-090-0343 (D) - Ille, intocahedral - K03(ALFa, Mg)(S)(A)(4010(OH2 - Y: 4.83 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Ontonincie - Vic PDF 1. - S·Q 3.9 %

 D1-080-090-0343 (D) - Time intocahedral - K03(ALFa, Mg)(S)(A)(4010(OH2 - Y: 4.83 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Noncolnic - Vic PDF 1. - S·Q 3.9 %

 D1-080-0304 (D) - Time intocahedral - K03(ALFa, Mg)(S)(A)(4010(OH2 - Y: 4.83 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Monoclnic - Vic PDF 1. - S·Q 3.9 %

 D1-080-0304 (D) - Time intocahedral - K03(ALFa, Mg)(S)(A)(4010(OH2 - Y: 4.83 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Monoclnic - Vic PDF 1. - S·Q 3.9 %

 D1-080-03071 (C) - Kaolinite - A2(S205)(OH4 - Y: 11.72 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Ticlinic - Vic PDF 1. - S·Q 3.9 %

 D0-003-0566 (D) - Calcete - CaCO3 - Y: 8.51 % - d x by: 1. • WL: 15.406 - Romob Raxes - Vic PDF 1. - S·Q 6.9 %

Difratoframa 1: Amostra 33 aquecida



Difratograma 2: Amostra 10 orientada



Difratograma 2: Amostra 10 glicolada



Commander Sample D - Fle: 96_orientada v3.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.002 * - End: 65.002 * - End: 65.002 * - End: 65.002 * - Step: 0.010 * - Step: 1065. s - Temp:: 25 *C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.002 * - Theta: 2.501 * - Chi: 0.00 * - Phi: 0.00 * - X: 0.0 mm - Y: 0.0
 Operations: Y Scale Mul 0.792 | trport
 Operation: Y Scale Mul 0.

00-019-0002 (I) - Orthoclase, barian - (K,Ba,Na)(Si,Al)4O8 - Y: 34.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - Vic PDF 1. - S-Q 4.5 % -

Difratograma 3: Amostra 96 orientada



(I) 01-083-0971 (C) - Kaolinite - Al2(Si2O5)(OH)4 - Y: 56.72 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - VIc PDF 1. - S-Q 7.4 % -

Difratograma 3: Amostra 96 glicolada

96b_orientada v3



 M2Commander Sample D- File: 98, orientade 37.mv + 1y96: 2111/11 fbcKed - Sam 5.mx2 - + ans, uuru + - ans

Difratograma 4: Amostra 96 B orientada



 QuDCommander Sample D. - File: 980(a) V3.474 - Ype: 21h (h) locked - Start: 5.002 * - End: 55.080 * - Step: 0.014 * - Step time: 165. s - Temp:: 25 *C (Room Operations: Y Scale Mul 0.83) [IPont

 Qu0-009-0343 (D) - Ilite, trioctahedral - K0.5(Al,Fe,Mg)3(SiA)/4010(OH)2 - Y: 32.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - I/c PDF 1. - S-Q 20.0 % -
 Qu0-001-0649 (D) - Quatrz - SQ2 + Y. 47.1 1 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hortagonal - VE PDF 1. - S-Q 28.7 % - Qu1-083-0971 (C) - Kaolinite - Al2(S2O5)(OH)4 + Y: 36.51 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - Vic PDF 1. - S-Q 21.4 % -
 Qu1-083-0974 (C) - Calable - Ca(00) - Y: 25.85 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Floringo Asses - Vic PDF 3.2 - S-Q 4.9 % -
 Qu-008-0048 (D) - Orthoclase - K(AL,Fe)SI208 - Y: 40.95 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - Vic PDF 1. - S-Q 25.0 %

Difratograma 4: Amostra 96 B aquecida



Commander Sample ID - File: 97_orientada v3.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.002 ° - End: 65.027 - Step: 0.010 ° - Step time: 165. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.002 ° - Theta: 2.501 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0

Operations: Y Scale Mul 0.792 | httpott 10-0532470 (C) - Quartz, syn - SK2 - Y : 69.88 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - I/Ic PDF 0.6 - S-Q 57.7 % -10-076-2710 (C) - Kaohite - Ak(OHe)(SKAO10) - Y : 48.35 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Trickinc - I/ic PDF 0.9 - S-Q 28.9 % -100-002-0042 (D) - Ilite, sodian - (Na,K)AI2(SIAAI010)(OH)2 - Y: 25.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - I/ic PDF 1. - S-Q 13.4 %

Difratograma 5: Amostra 97 orientada



Difratograma 5: Amostra 97 glicolada



Difratograma 5: Amostra 97 aquecida

Com os resultados dos difratogramas se chegou ao resultado de que a amostra 33 apresenta os argilominerias Illita e caulinita, além do quartzo, K-feldspato, e calcita Já a amostra 10 apresentou os argilominerais caulinita e montmorillonita, além do mineral quartzo e um mineral do grupo dos Anfibólios. a amostra 96 apresentou os argilominerais Illita e caulinita, além do quartzo, calcita e o K-feldspato. a amostra 96b apresentou os argilominerais caulinita, illita, além do quartzo, K-feldspato, calcita. a amostra 97 apresentou os argilominerais illita e caulinita, além de quartzo, K-feldspato e calcita.

Através dos resultados obtidos foi possível observar que os solos 33, 96,96 b e 97 são derivados de solos graníticos, devido aos argilominerais obtidos, o que corrobora para a tese de que as rochas graníticas da suíte granítica Morro Inglês deram origem a esses solos. Já para o solo da amostra 10 foi possível se observar que os piroxenitos deram origem a esse solo, devido à assembléia mineralógica encontrada nesses solos e a presença de anfibólio na amostra, o qual se trata de um piroxênio hidratado, corroborando com o proposto.Esse

piroxênio foi hidratado durante o intemperismo da rocha, formando minerais da família dos anfibólios.

Ensaios geotécnicos

Para o presente trabalho foram realizados alguns ensaios geotécnicos nas amostras de solos da tabela 1. Foram realizados os ensaios de análise granulométrica, de umidade, de densidade de partículas, de consistência e de argila dispersa em água. Os resultados dessas análises podem ser vistos a seguir.

Ensaio granulométrico

Amostra			AREIA		ou ==				
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	AREIA TOTAL	ARGILA	SILTE	IUIAL
					g/kg				
PF 01	49	37	53	127	187	453	219	328	1000
PF 10	116	102	121	121	146	606	141	253	1000
PF 033	176	149	109	79	137	650	69	281	1000
PF 034	19	34	43	14	33	143	483	374	1000
PF 96 A	198	196	205	163	90	852	56	92	1000
PF 96 B	91	114	117	153	167	642	105	253	1000
PF 97	135	132	111	131	152	661	50	289	1000

Nessa análise foram medidas a granulometria menor que 2 mm em g/kg para cada amostra de solo, obtendo-se o seguinte resultado, conforme explicitado pela tabela 3 a seguir.

Tabela 3: Resultados da análise granulométrico (sem floculante) das amostras de solo

Como resultado desse ensaio se obteve que a amostra de solo 01 apresenta-se com elevado teor de areia (45.3%), 21.9% de argila e 32.8% de silte, o que sugere um areno-silto-argiloso. A amostra 10 apresenta também um solo areno-siltoso devido ao elevado índice de areia (60,6%) contra 25,3% de silte e 14,1% de argila. A amostra 33 apresenta um solo areno-siltoso com 65% de areia, 6,9% de argila e 28,14% de silte. Já a amostra 34 apresenta um alto teor de argila com 48,3%, 37,4% de silte e 14,3% de areia, o que denota um solo mais coeso, sendo esse do tipo argilo-siltoso. Já a amostra 96A representa um solo muito arenoso com 85,2% de areia, sendo esse muito desagregável, do tipo arenoso. A amostra 96B e 97 apresentam, respectivamente 64,2% e 66,1% de areia, o que reflete solos areno-siltosos

Ensaio de umidade

Para esse caso foi realizado a medição da umidade para cada amostra de solo, sendo que os resultados podem ser vistos segundo a tabela 4 a seguir.

Solo	solo úmido+ tara	solo seco + tara	tara	massa água	massa seca	Umic	Umidade	
		g/g	%					
PF 01	90.41	77.14	27.12	13.27	50.02	0.2653	26.53	
PF 10	83.4	77.4	28.42	6	48.98	0.1225	12.25	
PF 33	86.89	79.91	25.33	6.98	54.58	0.1279	12.79	
PF 34	66.75	55.57	27.88	11.18	27.69	0.4038	40.38	
PF 96A	104.55	100.72	27.54	3.83	73.18	0.0523	5.23	
PF 96B	77.25	70.63	26.31	6.62	44.32	0.1494	14.94	
PF 97	71.61	67.47	26.44	4.14	41.03	0.1009	10.09	

 Tabela 4: Resultados da análise de umidade das amostras de solo

Esse ensaio evidenciou amostras com parâmetros normais de umidade (10-40%) (Pinto, 2000). Sendo que vale se destacar as amostras 34 e 96A com valor de umidade relativamente alto e com valor de umidade para um solo seco, respectivamente. Isso ocorre porque a primeira é mais argilosa enquanto a segunda é mais arenosa, perdendo assim mais água.

Ensaio de consistência de solos

Para essa amostragem foi realizada a medição da consistência para cada amostra de solo, é importante ressaltar que as amostras 96 A, 96 B e 97 não estão mencionadas porque se apresentavam com alto teor de areia, não tendo portanto consistência. Logo os resultados podem ser vistos segundo a tabela 5 a seguir. É importante destacar que L.P se refere a limite de plasticidade, L.L se refere a limite de liquidez e I.P. se refere a índice de plasticidade.

Este ensaio tem grande importância para a análise geotécnica dos solos argilosos, pois é através dele que se obtém o Índice de Consistência, na qual através da equação IC = $\frac{LL-W}{LL-LP}$ cujo valor obtido para as amostras 01,10,33,34, respectivamente são 2,00; 7,12; 14,75; 1,6 o que configuram amostras bastante duras. Já o seus índices de plasticidades foram obtidos com valores iguais a 4,01; 1,55; 0,96; 18,41, sendo as três primeiras amostras fracamente plásticas e a amostra 34 muito plástica.

LIMITE DE PLASTICIDADE						LIMITE DE LIQUIDEZ						
	Becker n°	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Becker n°	N⁰Panc	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Wn(N/25) ^{0,12}
DE 001	68	15.58	15.06	13.37	30.70	66	13	15.40	14.32	11.47	37.99	35.13
	77	24.36	24.01	22.88	30.80	57	17	12.59	11.91	10.01	35.96	34.33
	101	13.45	12.85	10.86	30.13	56	22	23.14	21.87	18.25	34.98	34.44
						67	26	15.85	14.62	11.04	34.20	34.36
			LP	30.55		40	33	15.38	14.23	10.79	33.38	34.51
					L.L.	34.56	I.P.	4.01	(fracamente plástico)			
	LIMITE	DE PLAS	TICIDAD	E	1			LIMIT	E DE LIQ	UIDEZ		1
PF 10	Becker n°	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Becker n°	N⁰Panc	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Wn(N/25) ^{0,12}
	109	25.84	25.33	23.14	23.16	96	13	16.8164	15.4777	10.4674	26.72	24.70
	111	14.02	13.65	12.04	22.65	103	17	19.63	18.4383	13.7308	25.31	24.17
	113	12.71	12.30	10.50	22.88	97	23	22.14	21.34	18.09	24.63	24.38
				107	29	25.90	25.30	22.79	23.92	24.35		
LP 22.89					106	33	19.63	18.55	14.01	23.79	24.60	
							L.L.	24.44	I.P.	1.55	(fracar	nente plástico)
	LIMITE	DE PLAS	TICIDAD	E	1		T	LIMIT	E DE LIQ	UIDEZ	•	
	Becker n°	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Becker n°	N⁰Panc	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Wn(N/25) ^{0,12}
PF 033	63	15.8546	15.4896	14.10	26.33	58	13	24.07	22.72	18.18	29.78	27.53
	64	12.6041	12.1228	10.27	25.92	59	15	26.74	25.78	22.46	29.07	27.34
	65	16.0596	15.4265	12.96	25.71	60	21	13.20	12.70	10.86	27.44	26.87
						61	27	13.22	12.62	10.33	26.26	26.51
			LP	25.99		62	33	24.55	24.17	22.66	25.61	26.48
	L.L. 26.95 I.P. 0.96 (fracamente plástico)											
	LIMITE	DE PLAS	TICIDAD	E		LIMITE DE LIQUIDEZ						
	Becker n°	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Becker n°	N⁰Panc	P.U.	P.S.	P.T.	%U	Wn(N/25) ^{0,12}
DE 024	100	16.12	15.46	14.20	53.07	71	12	14.81	12.94	10.50	76.88	70.39
FF 034	102	13.00	12.27	10.88	52.97	72	14	17.02	15.61	13.75	75.14	70.09
	105	14.03	13.29	11.89	53.23	14	27	13.57	12.24	10.38	71.79	72.46
						15	30	21.76	20.10	17.77	71.73	73.31
			LP	53.09		16	37	23.84	22.42	20.33	67.97	71.24
							L.L.	71.50	I.P.	18.41	(Altam	ente plástico)

Tabela 5: Resultados da análise de consistência de solos

Ensaio de Densidade de Partículas

Para essa análise foi realizada a medição da densidade para cada amostra de solo, sendo que os resultados podem ser vistos segundo a tabela 6 a seguir. É importante se ressaltar que Vol Part se refere ao volume da partícula e PU, PS, PT, U e Dp se referem,

respectivamente, a peso úmido, peso seco, peso da tara, umidade e densidade e partículas. Calculado esses valores se obteve o valor final da densidade de partículas.

	Val gasta	Val Dart		Sub	-amostra		Dese Umidada	Dra	
Amostra	voi gasto	voi Part	PU	PS	PT	U	Peso-Omidade	Dp	
	m	nl		g		g/g	g	Kg/m ³	
PF 001	17.2	7.8	31.85	31.10	13.39	0.0423	19.1874	2.46	
PF 010	17.1	7.9	40.41	39.60	13.77	0.0314	19.3919	2.45	
PF 033	17.1	7.9	33.73	33.47	13.70	0.0132	19.7404	2.50	
PF 034	16.3	8.7	32.70	29.87	13.01	0.1679	17.1254	1.97	
PF 96 A	17.5	7.5	32.78	32.57	12.59	0.0105	19.7920	2.64	
PF 96 B	17.2	7.8	35.01	34.38	13.87	0.0307	19.4040	2.49	
PF 97 B	17.2	7.8	39.12	38.79	13.03	0.0128	19.7470	2.53	

Tabela 6: Resultados da análise de Densidade de Partículas

Através dos valores obtidos nesse ensaio é possível se obter os valores da porosidade com a equação vol part/vol gasto, com valores obtidos para as amostras 01, 10, 33, 34, 96A, 96B,97 respectivamente são de 45%; 46%; 46%; 53%; 42%; 45% e 45%.

É importante se salientar que nesse ensaio foi possível se obter a densidade de partículas de cada solo, sendo os valores bastante semelhantes, em torno de 2,5Kg/m³ menos para a amostra 34 que apresenta valor de 1,97 Kg/m³, sendo essa menos densa, devido sua granulometria mais argilosa.

Ensaio de Argila Dispersa em Água

Para essa análise foi realizada a medição da quantidade de argila que se dispersava em água para cada amostra de solo, sendo que os resultados podem ser vistos segundo a tabela 7 a seguir. É importante se ressaltar que a amostra 34 não houve resultado obtido, devido a amostra não se dispersar e que GF representa o grau de floculação e GD o grau de dispersão.

Amostra		ARGILA Argila dispersa Argila Total Argila Dispersa				GF	GD			
Anostia	Tara	Tara+argila+disp.	5	5	3	_	-			
	Idid	given en er	g/Kg							
PF 001	13.8949	13.8977	14	219	14	94	6			
PF 010	22.9468	22.9713	122	141	122	13	87			
PF 033	18.1689	18.1731	21	69	21	70	30			
PF 034	-	-	0	483	0	100	0			
PF 96 A	13.7852	13.7937	42	56	42	24	76			
PF 96 B	23.1812	23.1826	7	105	7	93	7			
PF 97 B	11.1194	11.1268	37	50	37	26	74			

Tabela 7: Resultados da análise de argila dispersa em água

Através desse ensaio é possível se observar a dispersão e a floculação das argilas. Com isso, as amostras com floculação maior, apresentam um comportamento mais próximo da argila, contudo quando a amostra apresenta maior dispersão, essa apresenta comportamento mais semelhante ao da areia. Isso ocorre devido ao fato de os grãos de argila se ligarem tão fortemente que em vez de se comportarem como argila, essas estão tão conectadas grão a grão que apresentam comportamento de areia, pois existem vários grãos conectados, o que por fim acaba se formando uma espécie de grão de areia.

Com isso a amostra 01 apresenta floculação maior que dispersão, logo tem comportamento mais próximo ao argiloso. A amostra 10 apresenta grau dispersivo muito mais elevado que o grau de floculação, com isso essa amostra possui comportamento mais próximo da areia do que da argila. Já a amostra 33 apresenta maior floculação que dispersão, logo tem comportamento mais argiloso. A amostra 34 tem comportamento totalmente argiloso e nada parecido com o da argila. A amostra 96A apresenta caráter mais dispersivo que floculante, logo tem comportamento mais arenoso. A amostra 96B apresenta grau floculante muito maior, com isso tem comportamento mais argiloso. Por último a amostra 97B apresenta caráter mais dispersivo, logo tem comportamento mais arenoso.

Processos dos movimentos de massa

O Estado do Paraná é uma área propensa a eventos climáticos severos, como chuvas intensas, ocorrência de raios, granizos e até tornados. Entre 1880 e 2006 o estado registrou 2446 desastres naturais, 71% dos quais provocados por precipitação (IPMet, Banco de Dados, Desastres Naturais). A alta gravidade do evento ocorrido em março de 2011 pode ser atestada pelos altos índices de precipitação acumulada (aproximadamente 400 mm/m² entre os dias 9 e 11 de março), concentrados em um período bastante curto de tempo ocasionou um grande prejuízo para a região com a degradação de terras em bacias hidrográficas, destruição da malha viária, queda de pontes, de sistemas de alimentação de água e energia, estimando-se que 16 milhões de pessoas foram afetadas, incluindo as operações do porto de Paranaguá, o segundo mais importante do país (Picanço & Nunes, 2013).

Foram deflagrados a partir destas precipitações, dezenas de movimentos gravitacionais de massa no topo da Serra da Prata, nas localidades do bairro Floresta. A foto aérea, oblíqua, abaixo (figura 15) evidencia os movimentos de massa ocorridos na área.



Figura 15: Na fotografia aérea oblíqua são observados dezenas de deslizamento nas localidades do bairro Floresta, Serra da Prata – PR.

Através de observações de campo na área de estudo se notou que as porções mais elevadas se apresentavam como as áreas de erosão de material, ou seja, as áreas que deram início ao movimento de massa. Já as porções médias foram às porções onde houve principalmente o fluxo e pequenas deposições de material. Nessa região houve erosão de materiais que foram depositados ao longo da calha do rio Tingidor em outros períodos (antigos depósitos de tálus e coluvios) e a deposição de novos sedimentos, esses de diversos tamanhos. Já nas porções mais baixas, onde o movimento de massa possui menor energia, houve principalmente a deposição maciça de grandes blocos de rocha e sedimentos mal selecionados de fluxo de detritos, os quais deflagraram esse movimento de massa. Essa dinâmica pode ser observada segundo o mapa abaixo.

Mapa de localização dos delizamentos de massa gravitacionais no bairro Floresta



Movimentos de massa - eventos

Para se buscar um entendimento das feições encontradas nos locais dos eventos, houve uma necessidade de analisar os processos, enfatizando o modo de ocorrência no momento em que houve o rompimento do talude e o extravasamento da massa contida no local.

A área escolhida para estudo (bacia do rio Tingidor - bairro Floresta) apresentava uma grande quantidade de blocos rolados, indícios de depósitos coluviais e de tálus, como se pode ser visto na figura 16 a seguir.



Figura 16: 1) temos a presença de blocos rolados na porção superior do material, típico de corridas de detritos (ponto 84). 2) colúvio solapado e erodido, com erosão remontante(ponto 97). 3) trajeto do fluxo de detritos no talvegue do ribirão tingidor, com deslizamentos rotacionais expondo rocha sã e, nas laterais da ravina, antigos depósitos de coluvio (ponto 90). 4) bloco rolado de solo residual (ponto 30).

No local (ponto 97) havia presença de solo areno-siltoso, derivado da rocha matriz (granítica), sendo este muito poroso. Outro fator que chama a atenção para o local se trata de a rocha matriz em muitas porções, incluindo a região de nucleação do escorregamento, apresentar esfoliação esferoidal e um conseqüente desplacamento, de modo a se observar planos de fraturas paralelos com o acamamento dos granitóides, sendo essas são concordantes com o plano do deslizamento, isso pode ser observado na figura 17 abaixo.



Figura 17: Na figura 1 se nota a presença de intenso fraturamento do granitóide na região de nucleação dos escorregamentos; pelo caráter não retilíneo, trata-se de fraturas de relaxamento. Em 2 se nota a presença de esfoliação esferoidal, que induz o aparecimento de blocos isolados de rocha.

Movimento de massa – Área de nucleação dos escorregamentos

Na área onde se nuclearam os escorregamentos, houve um grande aporte de erosão de materiais, de modo a essa região se encontrarem nas porções mais elevadas da área e nas cabeceiras de drenagem.

Essa região apresenta declividade acentuada como já evidenciado no mapa de declividade da página 53. Essa porção produziu escorregamentos translacionais rasos que depois vieram a ter um conseqüente crescimento. Além disso, as rochas presentes na área apresentavam-se muito fraturadas e o solo apresentava planos de quebra, com atitude N60E 45NW. É importante se ressaltar que a região começa a apresentar deposição de material coluvial, a cerca de 20 metros da área foco da movimentação de massa, as imagens dessa porção podem ser visto conforme a figura 18 a seguir.



Figura 18: Em 1 se observa o foco do escorregamento translacional raso, com o plano de ruptura bem definido, parcialmente em rocha parcialmente em solo (ponto10o. Em 2 vista de montante da área de foco dos movimentos de massa para a área de erosão e ravinamento (ponto 102).
O material erodido nas áreas de nucleação fluiu na forma de corridas de detritos, ao longo da drenagem do rio Tingidor. Essas porções mostram intenso ravinamento, com erosão de material coluvial, com porções de deposição de troncos de arvores e grandes matacões, calhaus entre outros blocos de dimensões grandes em meio ao material areno-argiloso mais fino.

Nessas regiões ocorrem também áreas de estrangulamento da drenagem, formando barramentos (foto 1 da figura 19). Esse barramento ocorreu devido ao grande aporte de sedimentos em locais mais estreitos. , Esse material frequentemente era rompido pela chegada de novos fluxos, e provocava o surgimento de corridas ainda mais destruidoras a jusante. Estes barramentos, como grandes "ondas" de material, desciam a jusante com grande poder destrutivo.

Outro ponto que chama bastante a atenção é a presença de estrias, nos blocos, típicas de atrito interno entre os blocos de rochas do local, que evidenciam a presença da passagem desse material, sendo essas estrias são bastante desconexas, sem direção preferencial. Esse processo típico de corridas de detritos aumenta a energia associada ao transporte e consequentemente seu poder destrutivo, conforme visualizado na foto 2 da figura 19. Mais um fator observado é a presença de blocos com dimensões métricas ao longo da drenagem, junto à deposição do material coluvial, demonstrando a presença da passagem do fluxo de material, canalizando este de modo que esse viesse a produzir ondas de fluxos de detritos, par depois ocorrer à deposição deste ao longo da drenagem do rio Tingidor, conforme observado nas fotos 3 e 4 da figura 19.

Movimento de massa – Fluxo do material

O material erodido nas áreas de nucleação fluiu, na forma de corridas de detritos, ao longo da drenagem do rio Tingidor. Essas porções mostram intenso ravinamento, com erosão de material coluvial, com porções de deposição de troncos de arvores e grandes matacões, calhaus entre outros blocos de dimensões grandes em meio ao material areno-argiloso mais fino.

Nessas regiões ocorrem também áreas de estrangulamento da drenagem, formando barramentos (foto 1 da figura 19). Esse barramento ocorreu devido ao grande aporte de sedimentos em locais mais estreitos. , Esse material frequentemente era rompido pela chegada de novos fluxos, e provocavam o surgimento de corridas ainda mais destruidoras a

jusante. Estes barramentos, como grandes "ondas" de material, desciam a jusante com grande poder destrutivo.

Outro ponto que chama bastante a atenção é a presença de estrias, nos blocos, típicas de atrito interno entre os blocos de rochas do local, que evidenciam a presença da passagem desse material, sendo essas estrias são bastante desconexas, sem direção preferencial. Esse processo típico de corridas de detritos, aumenta a energia associada ao transporte e consequentemente seu poder destrutivo, conforme visualizado na foto 2 da figura 19. Mais um fator observado é a presença de blocos com dimensões métricas ao longo da drenagem, junto à deposição do material coluvial, demonstrando a presença da passagem do fluxo de material, canalizando este de modo que esse viesse a produzir ondas de fluxos de detritos, par depois ocorrer a deposição deste ao longo da drenagem do rio Tingidor, conforme observado nas fotos 3 e 4 da figura 19.



Figura 19: Em 1 se observa a presença de material estrangulador da drenagem. Em 2 se tem a presença de estrias de fluxo que comprovam a presença de material ao longo da drenagem. Já em 3 e em 4, se observa a presença de material coluvial, com alguns blocos de dimensões métricas ao longo da drenagem do rio Tingidor.

Movimento de massa – Área de deposição e espraiamento do material

Segundo relatos do morador da área, Sr. Antonio Silva, a planície do rio Jacareí era composta essencialmente por material arenoso e pequenos cascalhos, o qual se depositava ao longo da planície do mesmo. Todavia com a movimentação de massa que ocorreu entre os dias 9 e 11 de março, sedimentos de dimensões bastante variadas se depositaram no local, alterando a construção da paisagem local.

Nessa porção mais baixa, onde ocorre à conseqüente diminuição de energia do movimento de massa, ocorre o espraiamento do material e a conseqüente deposição de sedimentos nessas porções, com isso todo o material grosseiro que vinha sendo carreado pelo deslizamento acabou se depositando nessas porções, junto aos depósitos mais finos, típicos de retrabalhamento do rio Jacareí, como observado nas fotos 1, 2, 3, 4 e 5 da figura 20.

Os clastos depositados nesse local eram em sua maioria arredondados e de dimensões grandes, o que indica um alto grau de transporte desses elementos. É importante frisar que nessa porção houve um grande depósito em forma de leque aluvial, sendo que esse ocorre ao longo do canal do rio Jacaréi. Um fator que chama a atenção é que quando ocorre um estrangulamento da drenagem, ocorre à deposição de clastos maiores, com dimensões muito mais elevadas, dando origem a pequenas ilhas e ilhotas ao longo do canal do rio Jacaréí, alterando, portanto a paisagem local.

Outra característica observada no local é a presença de vegetação em cima de depósitos ocasionados por movimentações de massa mais antigas, sendo essa vegetação de porte médio. Essas porções denotam que na área já houveram deslizamentos mais antigos, por isso a presença de vegetação sobre esses depósitos, conforme explicitado pela foto 6 da figura 20.



Figura 20: Em 1 (ponto 32) se observa a área de planície para deposição de material mais ao fundo da foto. Em 2 (ponto 25), 3 (ponto 27) e 5 (ponto 26) se nota a presença de depósito de material mais grosseiro junto aos depósitos comuns do rio Jacareí. Em 4 (ponto 24) se nota a presença de material que estrangulou a drenagem e acabou por formar uma pequena ilhota ao longo do canal do rio Jacareí. Em 6 se observa a presença de vegetação sob solo com presença de material depositado de depósitos mais antigos.

Movimento de massa - Síntese da movimentação de massa local

Para sintetizar tudo o que foi dito detalhadamente mais acima, foi proposto um mapa que sintetizasse os movimentos de massa no local, de modo que esse exemplifique onde ocorreu cada tipo de movimentação de massa. Nesse mapa (declividade e escorregamentos) que

associa a declividade aos escorregamentos é possível se observar onde ocorreu escorregamentos translacionais, onde ocorreu fluxo de detritos e onde houve deposição de material. É importante ressaltar que no mapa são observados os pontos ao longo da área onde foi observada a presença de matacões, sendo esses associados com a erosão e a deposição de material ao longo da área.



Mapa de Declividade e Escorregamentos - Rio Tingidor

Discussão e Conclusão

O evento, ocasionado entre os dias 9 e 11 de março, foi deflagrado devido ao alto índice pluviométrico ocorrido em um curto período de tempo, o que consequentemente fez com que o solo se saturasse. Nesse contexto, com elevado nível de saturação, uma série de fatores associados mobilizou a ocorrência do evento.

Primeiramente se tem o papel exercido pela geologia, com as a presença de grandes planos fraturas e as rochas granitóides sofrendo esfoliação esferoidal conforme observado na figura 17. As rochas presentes na região tem grande relevância porque essas estão sendo alteradas quimicamente pelo intemperismo, formando o solo residual pouco desenvolvido observado nessas porções, sendo esse bastante areno-siltoso. É importante se ressaltar que o local apresenta dois tipos de planos de ruptura, sendo um presente nos solos, mais importante para a problemática local e o outro nas rochas.

Os planos de fratura da rocha auxiliaram na perda de coesão da rocha que sustentava todo o material depositado sobre ela. Com isso conforme o peso sob essa rocha foi aumentando, devido à presença de água percolando ao longo dos solos, mais força esse peso exercia sobre a rocha toda fraturada. Logo quando a força foi máxima, a rocha não suportou tal tensão, e se quebrou ao longo desses planos de fratura, concordando com o proposto por Guerra, 2006, (Guidicini & Nieble, 1984) e IPT,1991. Esse evento ocorreu porque a força peso atuante sobre as rochas e solos presentes na área de nucleação foi tão elevada que o atrito interno entre os planos das rochas e dos solos foi vencido, fazendo com que o coeficiente de atrito estático das rochas e solos fosse vencido e se transformasse em um coeficiente de atrito cinético, dando origem ao início da movimentação do sistema, conforme observado pela foto 2 da figura 18.

Somado a isso se tem o papel exercido pela geomorfologia local, a qual possui na área de nucleação dos escorregamentos uma declividade bastante acentuada, conforme observado no mapa de declividade da área (página 53). Essa declividade exerce papel fundamental para o início dos escorregamentos, de modo que quanto mais íngreme o relevo, maior a chance de o terreno colapsar, como foi o caso do escorregamento causado no local, conforme o observado na foto 2 figura 18.Outro ponto relevante para o presente trabalho é se trata do observado no mapa de aspecto (página 54). Esse mapa mostra que as principais direções de fluxo de material são para Oeste e Norte, com alguns trechos tendo direção

nordeste. Isso reflete que o escoamento do material teve direções principais nas corridas, sendo isso controlado pela geomorfologia.

Outro ponto observável para o presente trabalho é o papel exercido pelos materiais pedogenéticos. Um fator que foi observado na região é que os solos desenvolvidos nas regiões de alta declividade são pouco desenvolvidos, conforme visto na (foto 2 da figura 16). Esses solos apresentam-se com planos de ruptura bastante evidentes, conforme visto na foto 1 da figura 18. Com isso esses por se apresentarem pouco desenvolvidos têm um horizonte residual bastante claro. O intemperismo agindo nesse horizonte, fez com que esse solo fosse alterado bem nessa porção ocasionando o enfraquecimento dessa porção. Logo com água em excesso no sistema, esse material mais saprolítico foi erodido e transportado, o que pode ser evidenciado pelo aparecimento dos planos de ruptura bem definidos nos solos.

O solo analisado na região, junto à análise de difratometria de raios X, comprovou que as amostras 01, 33, 96, 96B e 97 são oriundas do mesmo tipo rochoso, a suíte granítica Morro Inglês. Isso pode ser provado porque esses solos apresentaram os mesmos minerais, sendo esses de mesmo cunho que o formado pela rocha granítica, logo a alteração da rocha granítica gerou esses minerais. É importante frisar que o resultado dessas análises apresentou os argilominerais illita e caulinita, típicos da alteração de rochas graníticas, além de quartzo e K-feldspato que também estão presentes em rochas graníticas. Com isso, se tem que esse solo corrobora com a tese de que foi um dos responsáveis para o colapso regional e o conseqüente início do deslizamento. Um ponto que se vale a acrescentar na presente discussão é que apesar desses solos apresentarem a mesma rocha parental, esses apresentam resultados dos ensaios geotécnicos bastante contrastantes. Isso se vale porque esses solos foram formados sob diferentes modos, sendo alguns formados em relevos mais inclinados. É importante também se destacar que os solos apresentavam-se desenvolvidos de modo bastante diferentes, sendo alguns bem mais saprolíticos do que outros, ou seja, apesar de serem formados a partir da mesma rocha, se encontram desenvolvidos em diferentes estágios.

Outro ponto observável foi que através do ensaio de densidade de partículas foi possível se calcular o valor da porosidade para cada tipo de solo. Com isso se obteve que seis dos solos analisados apresentam porosidade entre 42% e 46%, enquanto uma amostra (34) apresentou porosidade igual a 53%. Os primeiros se encaixam dentro de uma faixa que sugere um solo com porosidade média, sendo esse valor típico para solos graníticos (Pinto,

2000). Já a amostra 34 apresenta um valor de porosidade um pouco superior às demais, devido sua composição ser diferente das demais. Através desses dados é possível inferir que essa porosidade reteve o máximo de umidade possível, quando a carga exercida pela pressão da água nos poros foi máxima, o solo da região não comportou a força exercida pelo peso da água nos poros e entrou em colapso, rompendo sua estrutura, contrastante pelo proposto por Guerra (2006) que diz que quando a taxa poro-pressão é elevada pode ocasionar a colapso dos solos.

Mais um dado que corrobora com a tese proposta para esse deslizamento é a presença do mineral montmorilonita no resultado da amostra 10 da difratometria de raios X. Essa argila do tipo 2:1 é muito instável na presença de água, o que faz com que esse seja um mineral expansivo (Deer *et.al,* 2008). Logo com o ambiente saturado, como o ocorrido no evento, essa argila se expandiu o que pode ter auxiliado no colapsamento do solo.

Mais um resultado obtido foi que através do ensaio de argila dispersa em água se obteve que as amostras 01, 33, 34, 96B apresentam caráter mais floculante do que dispersivo. Logo essas têm comportamento igual ao das partículas argilosas. Contudo as amostras 10, 96A e 97 apresentam caráter mais dispersivo, com isso essas possuem um comportamento mais semelhante ao arenoso. Através disso essas amostras com caráter dispersivo, apresentam maior chance de se desagregarem e serem lixiviadas do que as amostras com grau mais floculante. Isso ocorre porque os grãos de argilas com maior caráter dispersivo se agregam com maior facilidade e passam a se comportar como um grão de areia. Com isso são menos agregadas e permite maior permeabilidade da água nesses locais, o que produz maior lixiviação de material. Isso é importante porque essas amostras 96A e 97 se localizam na área de nucleação dos escorregamentos, o que pode ter levado ao colapsamento desses solos, fazendo com que esses fossem erodidos e consequentemente transportados, dando origem ao deslizamento translacional raso, corroborando com o proposto por Guerra, 2006. E importante se ressaltar que apesar de as amostras 96A e 96B se localizarem no mesmo ponto, apresentam características totalmente divergentes e constrastantes. Isso ocorre porque o ponto apresentava 2 tipos de solos associados, mas desenvolvidos de formas diferentes, sendo um mais arenoso e um mais argiloso, conforme observado pelo ensaio de granulometria.

Em relação ao deslizamento na área de nucleação dos deslizamentos, propriamente dito, como mencionado acima foi formado através de um deslizamento translacional plano, que deu origem a um movimento de massa raso.

Além disso, foi observada uma área de fluxo do material, a qual o evento do deslizamento se transformou em uma corrida, com um fluxo rápido e devastador, provado pela constante presença de depósitos antigos de colúvio ao longo da bacia do rio Tingidor. Esses depósitos ajudaram a dar liga para essa corrida, de modo que esse foi um dos responsáveis pelo aumento do porte do evento. Essa corrida foi do tipo Debris flow ou corridas de detritos, associado ao solapamento, no qual se tem uma gama de matérias, de diferentes dimensões sendo movimentados ao longo da vertente, sendo esse evento associado com alta quantidade de água no sistema, conforme se observou na área, sendo esse conhecimento o mesmo proposto por Guerra, 2006.

Outro ponto observado foi que a amostra 34 apresenta-se como altamente plástica, segundo o ensaio de consistência dos solos, o que provavelmente fez com que o solo dessa região acumulasse certa gama de materiais, contudo como esse solo tem uma dimensão bastante reduzida, logo esse não exerceu grande papel a fim de barrar o escoamento do material, e acabou sendo carreado junto ao debris flow.

Um ponto que se pode concluir desse trabalho é uma estimativa do material transportado/denudado que foi da ordem de 5000m³, conforme as observações dos matacões e solos transportados e da dimensão da área de estudo, sendo esse um valor muito elevado, o que prova que o evento ocorrido na localidade foi de caráter catastrófico e de porte bastante elevado. Esse valor foi calculado através de observações do material erodido, e o quanto ele foi depositado, segundo a dimensão da área, o que reflete um valor aproximado, sem cálculos mais precisos e fidedignos.

Bibliografia

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Geologia de Engenharia – Cap. 15 – Estabilidade de Taludes, São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998, 26p.

AMARAL, R., GUTJAHR, M. R. Desastres Naturais (2011). Instituto Geológico. 82 pag.

ANGULO, R.J. Geologia da planície costeira do Estado do Paraná. Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo,1992. 334 pp

BASEI, M. A. S., SIGA Jr, O.; MACHIAVELLI, A. e MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). Revista Brasileira de Geociências 22(2):216-221, junho de 1992

CROZIER, M. J., GLADE. T. Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach (2004).

CRUZ, P.T., Solos Residuais: Algumas Hipóteses de Formulações Teóricas de Comportamento, Seminário em Geotecnia de Solos Tropicais, Brasília. 1987

CURY, L. F. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. São Paulo.2009. 202 pag.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSMANN, J. Minerais constituintes das rochas: Uma Introdução, 4^a edição. Lisboa, 2008.

FERNANDES, N.F. & AMARAL, C.P. Movimentos de massa: Uma abordagem geológicogeomorfológica in: Geomorfologia e Meio ambiente. GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. 5^a Ed Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 372p

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas - Aplicação na estabilidade de taludes. 2ª edição. Editora Oficina de Textos, 2009.

FOOKES. P.G. Tropical Residual soils. Geological Society Professional Handbooks. The Geological Society. London, 1997

GUERRA, J.T. & CUNHA, S.B. Degradação Ambiental, 2006

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. (1984), Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação, 2 ed., São Paulo, Editora Edgard Blucher Ltda, 1991

HARP, E.L.(2011) – Landslide inventories: The essential parto of seismic landslide hazard analyses. Science direct. 13 pages

LACERDA, W.A., Comportamento Geotécnico de Massas Coluviais, In: Geosul, Joinvile, 2002 pp. 219-231.

LOPES, O.F. ; LIMA, R.E. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata – PR. Boletim Paranaense de Geociênciais. P.65-68, 1985

LOPES, O.F. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA,3. Curitiba, SBG, 1987A

LOPES, O.F. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica in: : SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA,3. Curitiba, SBG, 1987B PINTO, C.S. (2006), Curso Básico de Mecânica dos Solos *em 16 Aulas*, Oficina de Textos. 3ª Ed. 367 pp.

MINEROPAR. Levantamentos das potencialidades Minerais dos municípios de Antonina, Guaraqueçaba e Morretes. Curitiba, 1990. 110p., anexos.

Norma Brasileira 7181 Associação Brasileira de normas técnicas. Análise granulométrica dos solos. NBR-7181/ABNT

PARANÁ. Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná – Escala 1:250.000 modelos reduzidos Minerais do Paraná; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 63 p.

OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. (1998) Geologia de Engenharia.ABGE. Cap 3, 10, 11, 12, 13, 15, 18, 32. São Paulo SP

PÁNEK, T. et.AL. (2011) Rainfall-induced landslide event of May 2010 in the eastern part of the Czech Republic. 11 pages

PICANÇO, J.L. & NUNES, L.H. A Severeve Convective Episode Triggered by accumulated precipitation in the coast of Parana State, Brazil. 7th European Conference on severe storms (ECSS2013). Helsingue, 2013

SUZUKI, S. Propriedades Geomecânicas de alguns solos residuais e coluviais ao longo do oleoduto Curitiba-Paranaguá. Tese de doutorado. Rio de Janeiro, 2004.

TOMINAGA, L. K., SANTORO, J., AMARAL, R. Desastres Naturais: Conhecer para Prevenir (2009). Instituto Geológico. 1ª Ed. 177 pag.

TERZAGHI, K. "Mechanisms of Landslides", The Geological Society of America – Engineering Geology (Berkey),1950. pp. 83-123.

VARGAS, M. Geotécnica dos Solos Residuais, Revista Latino Americana de Geotecnia, volume 1, Venezuela, 1971, pp. 20-41.

VARNES, D.J.; Slope Movement Types and Processes. Washington. D.C, 1978.

ZUQUETTE, L. V., GANDOLFI, N. Cartografia Geotécnica, Oficina de Textos, 2004. São Paulo. 190 pp.

file:///C:/Users/USER/Desktop/SMA%20-

%20Sistema%20de%20Monitoramento%20Agroclim%C3%A1tico%20do%20Paran%C3%A1.htm

http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede_estacoes_auto_graf

http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=1070

http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/revistaabclima/article/view/25423/17042