

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

Análise Granulométrica, de suscetibilidade magnética e de paleoambiente através de sedimentos do tipo *loess* do Quaternário, seção Remizovka, Sul do Cazaquistão

Laura Kimie Onofre Tomaoka

Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

LAURA KIMIE ONOFRE TOMAOKA

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA, DE SUSCETIBILIDADE
MAGNÉTICA E DE PALEOAMBIENTE ATRAVÉS DE
SEDIMENTOS DO TIPO LOESS DO QUATERNÁRIO,
SEÇÃO REMIZOVKA, SUL DO CAZAQUISTÃO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Campus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, para obtenção do grau de
Geólogo

Rio Claro – SP

2022

T655a

Tomaoka, Laura Kimie Onofre

Análise Granulométrica, de suscetibilidade magnética e de paleoambiente através de sedimentos do tipo loess do Quaternário, seção Remizovka, Sul do Cazaquistão / Laura Kimie Onofre Tomaoka. -- Rio Claro, 2022

86 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientadora: Giancarlo Scardia

1. Geologia. 2. Granulometria. 3. Suscetibilidade Magnética. 4. Paleoambiente. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

LAURA KIMIE ONOFRE TOMAOKA

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA, DE SUSCETIBILIDADE
MAGNÉTICA E DE PALEOAMBIENTE ATRAVÉS DE
SEDIMENTOS DO TIPO LOESS DO QUATERNÁRIO,
SEÇÃO REMIZOVKA, SUL DO CAZAQUISTÃO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

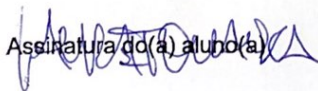
Prof. Dr. Giancarlo Scardia (orientador)

Profª. Drª. Vânia Sílvia Rosolen

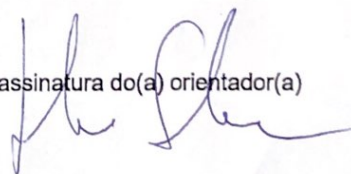
Drª. Juliana Okubo

Rio Claro, 09 de Março de 2022.

Assinatura do(a) aluno(a)



assinatura do(a) orientador(a)



AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço àqueles que proporcionaram tudo para que eu tivesse a oportunidade de estar aqui, meus pais e meus padrinhos, vocês me apoiaram em todos os momentos de todas as formas e sem isso não conseguiria estar onde estou hoje e ser quem sou.

Em seguida agradeço aos amigos que ganhei, eles estiveram comigo em meus piores momentos e espero que por muito mais tempo. Em especial um agradecimento ao Gustavo Job, que conheci apenas como o garoto que também estudava “poeira do Cazaquistão” e hoje além de um ótimo amigo foi quem me apresentou aos outros que hoje também posso chamar de amigos.

Cabe aqui um agradecimento às minhas irmãs, Tiemi e Mayumi, que além de me mimarem muito como irmãs mais velhas, sempre fazem tudo que podem por mim e sempre estiveram presentes em todos os momentos, bons ou ruins, ao longo da minha vida.

Um agradecimento não menos importante vai para uma pessoa que entrou na minha vida há menos de um ano, porém é de suma importância, meu namorado, obrigada por sempre me incentivar e nunca me deixar desistir! Você esteve comigo em momentos difíceis, como o final da graduação, e mesmo assim nunca me deixou sentir como se estivesse sozinha.

Agradeço agora ao Prof. Dr. Giancarlo, que me deu a oportunidade de fazer iniciação científica que posteriormente evolui para o presente trabalho, obrigada pelas orientações, ensinamentos e acima de tudo pela experiência que levarei para o resto da vida.

Por fim, porém não menos importante, agradeço às Professoras, Vânia Rosolen e Juliana Okubo, por terem aceitado fazer parte da minha banca cedendo um pouco de seu tempo corrido do final de semestre.

A todos que não foram citados, contudo estiveram presentes em minha vida em algum momento, obrigada, sem cada um de vocês eu não poderia ter me tornado quem sou hoje.

EPÍGRAFE

“On peut braver les lois
humaines, mais non résister
aux lois naturelles”

Jules Verne

RESUMO

A região da Ásia Central possui um importante papel na influência climática mundial devido às suas grandes extensões territoriais, dessa forma a continentalidade proporciona mudanças de escala global. Eventos geológicos iniciados há cerca de 13 milhões de anos, no Quaternário, começaram a moldar a Ásia atual, o que proporcionou o ambiente oportuno, propício para a deposição e transporte do *loess*, seco e frio, no sopé das montanhas previamente soerguidas. Esses depósitos eólicos carregam consigo um valioso registro das mudanças climáticas ocorridas desde sua formação até a deposição. O presente estudo possui como objetivo ampliar o entendimento da correlação *loess*-paleoambiente, a partir da determinação da variação de granulometria sofrida pelos sedimentos do tipo *loess* pertencentes à seção Remizovka localizada no sudeste do Cazaquistão, permitindo compreender melhor a variação climática ocorrida no local, o que por extensão também ofereceria subsídios para ajudar na compreensão dos sistemas climáticos atuais. A análise foi obtida integrando a granulometria encontrada nos depósitos com dados de suscetibilidade magnética, que quantifica o magnetismo ao qual o sedimento foi submetido, pois o tamanho dos grãos deve ser inversamente proporcional à suscetibilidade magnética por conta da quantidade de sedimentação ocorrida no local, sendo assim possível analisar de uma forma mais precisa em qual ambiente se depositaram os sedimentos em questão. Junto a essas análises faz-se uma comparação com colunas estratigráficas previamente determinadas com o objetivo de interpretação mais precisa do paleoambiente no qual foi depositado o *loess*, o qual claramente se deu em períodos glaciais que são intercalados por períodos interglaciais, no qual ocorre a pedogênese, ao longo da coluna estratigráfica bem marcados tanto pela suscetibilidade magnética quanto pela granulometria.

Palavras chave: *Loess*. Granulometria. Suscetibilidade magnética. Paleoambiente. Remizovka. Cazaquistão.

ABSTRACT

The Central Asia region has an important role in the global climate influence due to its large territorial extensions, in this way continentality provides changes on a global scale. Geological events started about 13 million years ago, in the Quaternary, began to shape present-day Asia, which provided the opportune environment, conducive to the deposition and transport of loess, dry and cold, at the foot of the previously uplifted mountains. These aeolian deposits carry with them a valuable record of the climatic changes that occurred from their formation to their deposition. The present study aims to expand the understanding of the loess-paleoenvironment correlation, from the determination of the granulometry variation suffered by the loess type sediments belonging to the Remizovka section located in southeastern Kazakhstan, allowing a better understanding of the climatic variation that occurred in the place, the which by extension would also provide input to help understand current climate systems. The analysis was obtained by integrating the granulometry found in the deposits with magnetic susceptibility data, which quantifies the magnetism to which the sediment was subjected, since the size of the grains must be inversely proportional to the magnetic susceptibility due to the amount of sedimentation occurring in the place, being thus possible to analyze in a more precise way in which environment the sediments in question were deposited. Together with these analyses, a comparison is made with previously determined stratigraphic columns with the objective of a more accurate interpretation of the paleoenvironment in which the loess was deposited, which clearly occurred in glacial periods that are intercalated by interglacial periods, in which pedogenesis occurs. , along the stratigraphic column well marked by both magnetic susceptibility and granulometry.

Keywords: loess. Granulometry. Magnetic susceptibility. Paleoenvironment. Remizovka. Khazakstan.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: A: mapa político da Ásia Central, mostrando os limites das Unidades da Federação do Cazaquistão, com destaque para a província de Almaty. B: província de Almaty, no sudeste do Cazaquistão e seus principais rios e cidades. C: destaque para o sul da cidade de Almaty, onde se localiza a área de estudo.....	15
Figura 2: Mapa dos depósitos de <i>loess</i> da Eurásia.....	19
Figura 3: Mapa de distribuição de <i>loess</i> da América do Norte	20
Figura 4: Mapa de concentração do <i>loess</i> na América do Sul	21
Figura 5: Processo de formação do <i>loess</i> em áreas glaciais	24
Figura 6: Processo de formação do <i>loess</i> em áreas quentes.....	24
Figura 7: Mapa da Ásia Central mostrando precipitação e temperatura anuais	27
Figura 8: Mapa geomorfológico da Bacia de Ili na Ásia Central	30
Figura 9: Coluna estratigráfica da Bacia de Ili	32
Figura 10: Coluna estratigráfica da seção Remizovka	34
Figura 11: Local em que foram retiradas as amostras	35
Figura 12: Caixa de acrílico com capacidade de 8 cm ³	36
Figura 13: A) Béquer numerado contendo parte da amostra coletada. B) Amostra desagregada. C) Reação da amostra com HCL e H ₂ O ₂ . D) Amostra após retirada da estufa	38
Figura 14: Esquema de funcionamento da difração a laser conectada ao programa.....	39
Figura 15: Equipamento Malvern Mastersizer 2000	41

Figura 16: A: Equipamento de suscetibilidade magnética; B: Local de inserção da amostra	42
Figura 17: Gráficos comparativos entre susceptibilidade magnética e granulometria	44
Figura 18: Gráfico de suscetibilidade magnética comparado com períodos de sedimentação	44
Figura 19: Modelos de gráficos típicos de granulometria (VANDENBERGHE, 2013)	48
Figura 20: Sobreposição de curvas granulométricas gaussianas das 107 amostras analisadas	49
Figura 21: Gráfico de granulometria segundo as classes de Vandenberghe (2013)	50
Figura 22: Gráfico da soma das classes granulométricas.....	50
Figura 23: Gráfico de suscetibilidade magnética das 107 amostras pertencentes ao estudo	51
Figura 24: Correlação entre a soma das classes granulométricas das classes, suscetibilidade magnética e estratigrafia.....	52
Figura 25: Gráfico de granulometria, à esquerda e corrigido segundo Yang et al. (2015) à direita	53
Figura 26: Seção granulométrica e curvas granulométricas de Job (2019).....	56
Figura 27: Relação estratigráfica entre autores.....	60

Lista de tabelas

Tabela 1: Classificação granulométrica dos sedimentos segundo Vandenberghe (2013).....	44
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
1.1 Apresentação	11
1.2 Objetivos e justificativa	12
1.3 Área de estudo	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1 Depósitos de <i>loess</i> Quaternários	15
2.1.1 Evolução Histórica do <i>loess</i>	15
2.1.2 Definição	16
2.1.3. Distribuição espacial	17
2.1.4 Mineralogia e geoquímica	20
2.1.5 Formação dos depósitos	20
2.1.6 Estratigrafia do <i>loess</i>	22
2.2 Ásia Central	24
2.3 Bacia de Ili	27
2.4 Estratigrafia da seção Remizovka	31
3. MATERIAIS E MÉTODOS	33
3.1 Pesquisa bibliográfica	33
3.2 Obtenção das amostras	33
3.3 Preparo das amostras	34
3.4 Análise Granulométrica	36
3.6 Método de tratamento e interpretação de dados	41
4. RESULTADOS	47
5. DISCUSSÃO	54
7. REFERÊNCIAS	63

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O maior continente do mundo, a Ásia, contém também grande parte da história contada até agora através da geologia, exercendo um papel de suma importância na definição do presente e previsões futuras podendo influenciar todo o planeta.

O Período Quaternário gerou diversas mudanças climáticas no mundo, mas em especial na Eurásia foi importante para a formação do relevo como se apresenta nos dias atuais. Ocorreram soerguimentos, glaciações, entre outros fenômenos geológicos que moldaram o relevo e distribuíram sedimentos por todo o continente (PECSI, 1990).

Dentre os sedimentos depositados nesse período existe o *loess*, palavra derivada da língua alemã, que é caracterizado por sedimentos finos, homogêneos, carregados e depositados pelo vento (PECSI, 1990).

Segundo Abyad (1967), atualmente 9% da superfície da Terra é recoberta por sedimentos do tipo *loess*, e eles podem ser encontrados em diversos ambientes e por todo o planeta, apesar das concentrações significativas estarem em sua maior parte na Ásia Central.

A Ásia Central não foi muito estudada em questão de correlacionar os tipos de *loess* com paleoambientes, portanto ainda existe falta de conhecimento acerca do assunto, apesar de sua importância no entendimento da dinâmica climática que ocorre no local e influencia todo o continente. Um dos motivos de não haver muitos estudos na região se deve ao panorama político e social que se apresenta (FITZSIMMONS *et al.*, 2016), não existindo assim muito incentivo à pesquisa na região pelo perigo e pela falta de infraestrutura local.

Outra dificuldade se encontra na definição de sequências de paleossolos do tipo *loess* (LPS, *loess paleosol sequences* – Sequências de loess-paleossolo), porque o próprio sedimento é de difícil identificação devido à similaridade entre as características do próprio depósito de *loess* com o paleossolo que apresenta perfis pedogenizados bem desenvolvidos alternando-se com o *loess* primário (PYE, 1995). Porém, de um modo geral, é condizente dizer que a deposição e acumulação de *loess* ocorre preferencialmente em climas mais frios, nos períodos glaciais, enquanto a

pedogênese é mais abundante nos períodos interglaciais, menos frios (FITZSIMMONS *et al.*, 2012).

Compreender e relacionar a estratigrafia dos LPSs ao redor do mundo é de grande importância para entender a dinâmica climática tanto da época em que os sedimentos foram depositados, quanto para compreender como os sistemas climáticos interagem entre si e geram o clima mundial em determinada época (VANDENBERGHE *et al.*, 2006; MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

1.2 Objetivos e justificativa

O trabalho tem como principal objetivo auxiliar a melhor compreender a influência do clima na Ásia Central e qual seu padrão, através de depósitos sedimentares do tipo *loess* da seção Remizovka (Cazaquistão), assim como obter informações sobre o clima e outros fatores climáticos e geológicos, que ocorreram durante o período do Quaternário. Essa seção fica próxima da antiga capital do Cazaquistão, portanto pesquisas no local são de mais fácil acesso.

Tal tarefa foi possibilitada através das análises granulométricas e de suscetibilidade magnética (definição do sinal magnético) da seção selecionada para o estudo, cujas variações detectadas permitiram a determinação dos intervalos de glaciação ocorridos no Quaternário, possibilitando uma comparação com a literatura disponível e a consequente compreensão do paleoambiente.

Utilizou-se para a análise granulométrica as classes desenvolvidas no trabalho de Vandenberghe (2013) principalmente, que classificou a granulação de *loess* em de acordo com a granulometria encontrada no local, dessa forma os resultados obtidos nesse trabalho foram classificados de acordo com essas classes para melhor compreensão da dinâmica de transporte e deposição.

Esse estudo justifica-se pela importância da compreensão da dinâmica climática existente no planeta em épocas passadas, assim como possibilitar a dedução de fenômenos climáticos futuros. Essas informações são possíveis de serem obtidas através do estudo do tamanho dos grãos como uma propriedade física de suma importância no estudo de sucessões eólicas que podem determinar mudanças climáticas e evoluções ambientais (SCHULTE *et al.*, 2017; LIU *et al.*, 2018) através

de características tais como distância, intensidade do vento e umidade (ÚJVÁRI *et al.*, 2016).

1.3 Área de estudo

O local de onde as amostras foram coletadas fica no sudeste do Cazaquistão, ao sul da cidade de Almaty, quase na fronteira norte do Quirguistão (Figura 1); esses sedimentos foram datados com cerca de 40 mil anos, depositado em dois pulsos dentro deste intervalo de tempo (FITZSIMMONS *et al.*, 2016).

A seção em questão se chama Remizovka, podendo ter variações no nome, como Remizowka (MACHALETT, 2006; 2008) e Trampin (FENG, 2011; RAN E FENG, 2014) e representa uma área árida da Bacia de Ili (FITZSIMMONS *et al.* 2018).

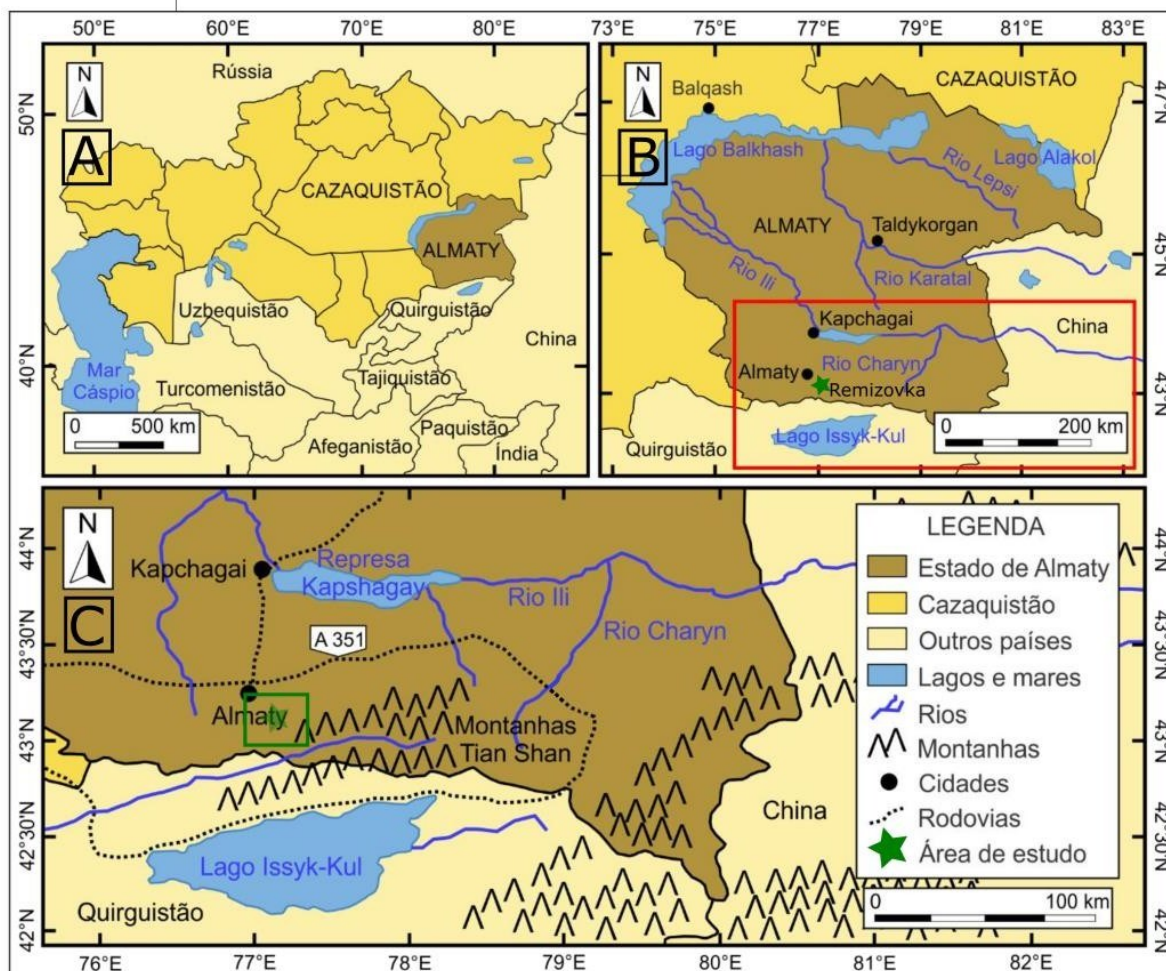


Figura 1: A: mapa político da Ásia Central, mostrando os limites das Unidades da Federação do Cazaquistão, com destaque para a província de Almaty. B: província de Almaty, no sudeste do Cazaquistão e seus principais rios e cidades. C: destaque para o sul da cidade de Almaty, onde se localiza a área de estudo. (Modificado de Job, 2019).

Almaty é a cidade mais populosa e também abriga o maior centro comercial e cultural do Cazaquistão. Até o final do século passado era a capital do país, perdendo o posto para a atual capital, Astana, distante de 1200 km de Almaty ao norte do país. Para chegar até Almaty é possível aterrissar de avião no maior aeroporto do país que está situado na cidade e também por linhas férreas e rodovias que ligam Almaty a outras cidades do Cazaquistão e também da China.

O clima de Almaty é fortemente continental com precipitação anual média de 580-680 mm e temperaturas médias que variam de 8,5 - 10,0 °C (MACHALETT *et al.*, 2006; Weather Climate, 2017). Os invernos são muito frios e verões são quentes, a máxima precipitação ocorre na primavera podendo haver um segundo pico no outono. Possui o gradiente altitudinal de um semideserto (SPRAFKE *et al.*, 2018).

O local da coleta de amostras dista poucos quilômetros da cidade de Almaty para o sul e 284 km do Quirguistão, ficando muito próximo do sopé da cadeia de montanhas Tian Shan com aproximadamente 3500 m de altitude ao leste. A região da coleta possui cerca de 1200m de altitude (SPRAFKE *et al.*, 2018).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Depósitos de *loess* Quaternários

2.1.1 Evolução Histórica do *loess*

As primeiras aparições do termo *loess* no cenário de pesquisa geológica ocorreram ainda no começo do século XX, com Shimek (1902) seguido de Penck e Brückner (1909) e Soergel (1924), porém essa nomenclatura não era um conceito adotado pelos demais pesquisadores (Markovic, 2016).

Somente no ano de 1961, quando foi criada a União Internacional para Pesquisa do Quaternário (INQUA), é que as pesquisas acerca do tema *loess* se tornaram mais frequentes.

Logo Liu e Chang (1962) começaram a descrever e mostrar para o mundo informações geológicas sobre o Plateau de *loess* chinês, que foi o local onde as pesquisas sobre *loess* começaram a ganhar notoriedade. Porém depois deles pouco estudo foi produzido na China até o final do século XX.

A partir do final da década de 1980 a Europa iniciou pesquisas reconhecidas com pesquisadores locais e o *loess* encontrado na Europa em locais de altas latitudes como 40° a 60°, cobrindo áreas que foram geleiras no Quaternário (FRECHEN *et al.*, 2003; PYE, 1987; ROZYCKI, 1991). Em geral, locais de baixas latitudes e clima subtropical a tropical dificilmente apresentam algum registro de *loess*, com exceção da China, que possui grandes depósitos não-glaciais em baixas latitudes (LIU, 1988).

O uso das informações fornecidas pelo *loess* e outros sedimentos para determinação de paleoambiente, mudanças climáticas e padrões climáticos teve início com Kukla (1970) em sua investigação em depósitos de *loess* na República Tcheca e na Áustria. A presença de descontinuidades e unidades poligenéticas em sequências de *loess*-paleossolo requerem um arcabouço cronológico confiável da interação entre deposição eólica, pedogênese, erosão e colúvio (SPRAFKE *et al.*, 2014; SPRAFKE, 2016).

O estudo de sedimentos como o *loess* podem ajudar a compreender mudanças climáticas globais e locais como as experienciadas no final do século XX. Elas

serviram de alerta para mais pesquisas acerca do assunto climático, já que algumas podem ser catastróficas, tal como as monções asiáticas (AN *et al.*, 1991). Esse fenômeno, assim como chuva, vento, e geleiras, deixam marcas distintas nos sedimentos de acordo com diferentes variáveis, tais como transporte, deposição e origem do sedimento. Portanto o transporte dos sedimentos é caracterizado pela distribuição multimodal de tamanho de grão (XIAO *et al.*, 2009).

Os estudos utilizando grãos como fonte de informação se tornaram mais populares, desde então surgiram métodos mais avançados de realização das análises necessárias para obtenção da granulometria e informações acerca dos sedimentos, dentre elas a magnetoestratigrafia, que permite determinar os períodos de glaciação e interglaciação para então completar a história climática do local.

A quantidade limitada de estudos na região do estudo aliado a um padrão espaço-temporal distinto de dinâmicas eólicas (SMALLEY *et al.*, 2006), resultou em uma falta de consenso sobre o padrão espacial de mudanças climáticas e da geomorfologia da região (MACHALETT *et al.*, 2008; SONG *et al.*, 2014; KANG *et al.*, 2015; LI *et al.*, 2015, 2016; VLAMINCK *et al.*, 2016; LAUER *et al.*, 2017; FITZSIMMONS *et al.*, 2018).

2.1.2 Definição

Segundo Abyad (1966), *loess* se caracteriza como um material transportado e depositado pelo vento, sendo esse sedimento uma mistura homogênea de silte, argila e às vezes areia fina. A presença de argila é muito importante pois concede coesão entre as partículas o que faz com que elas sejam transportadas por grandes distâncias e altitudes através do vento. Muhs (2014) acrescenta informações acerca do *loess* como porcentagens dos componentes do mesmo, sendo majoritariamente silte com 66-90% e tamanho do grão entre 4 μm e 62 μm , seguido da areia juntamente com a argila somando até 10%. Muhs (2014) também evidencia que o *loess* é uma estrutura diferente da poeira atmosférica, uma vez que este recobre relevos já existentes cuja espessura pode variar de poucos centímetros a vários metros.

Estruturalmente o *loess* não é muito marcante na paisagem pois é maciço e de coloração bege amarelada, podendo apresentar algumas estruturas sedimentares

primárias (MUHS, 2014). Estruturas secundárias como bioturbação e retrabalhamento são mais raras, mas podem ocorrer (ROUSSEAU E KUKLA, 1994).

2.1.3. Distribuição espacial

As regiões que mais apresentam *loess* em seu território são a Ásia Central (Figura 2), Estados Unidos, América do Sul, Europa e em menor expressão o Egito, Líbia, Argélia, Nova Zelândia e Austrália (ABYAD, 1967).

O *Chinese Loess Plateau* (CLP), devido à sua espessura, continuidade temporal e espacial, e correlação estratigráfica, apresenta os depósitos de *loess* mais representativos e importantes do mundo (LIU, 1985).

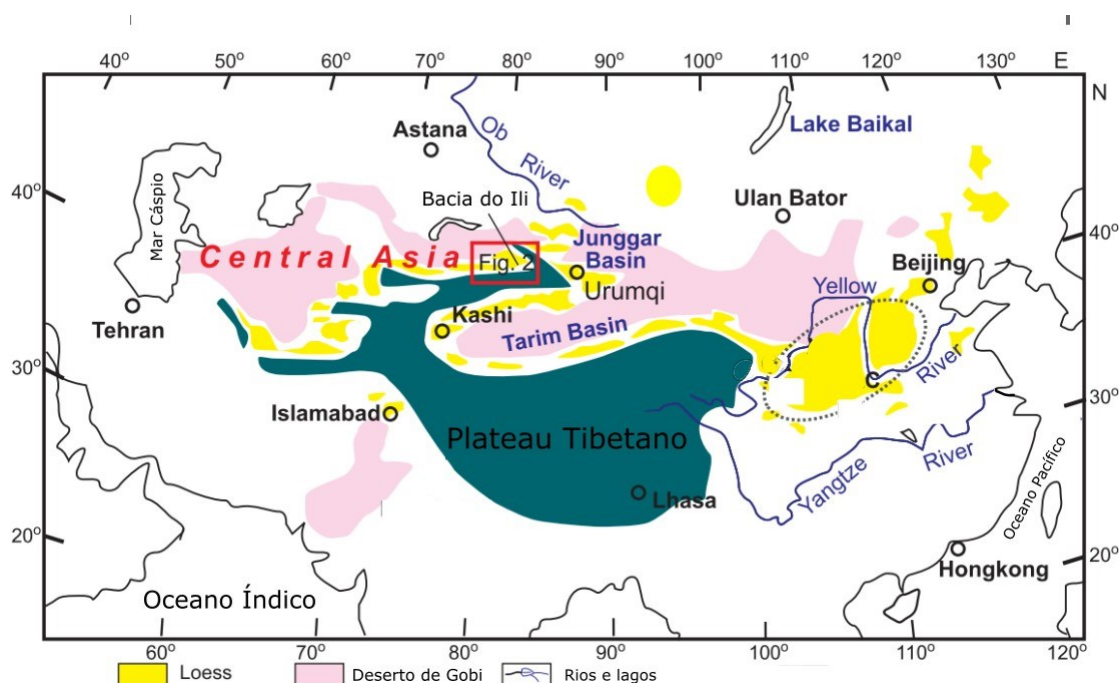


Figura 2: Mapa dos depósitos de *loess* da Eurásia. (retirado de SONG *et al.*, 2014)

Nos Estados Unidos, a maior concentração de *loess* ocorre no Estado do Mississippi e nas Grandes Planícies, ambos no centro leste do país. Também existem depósitos no Alaska como mostra o mapa (figura 3).

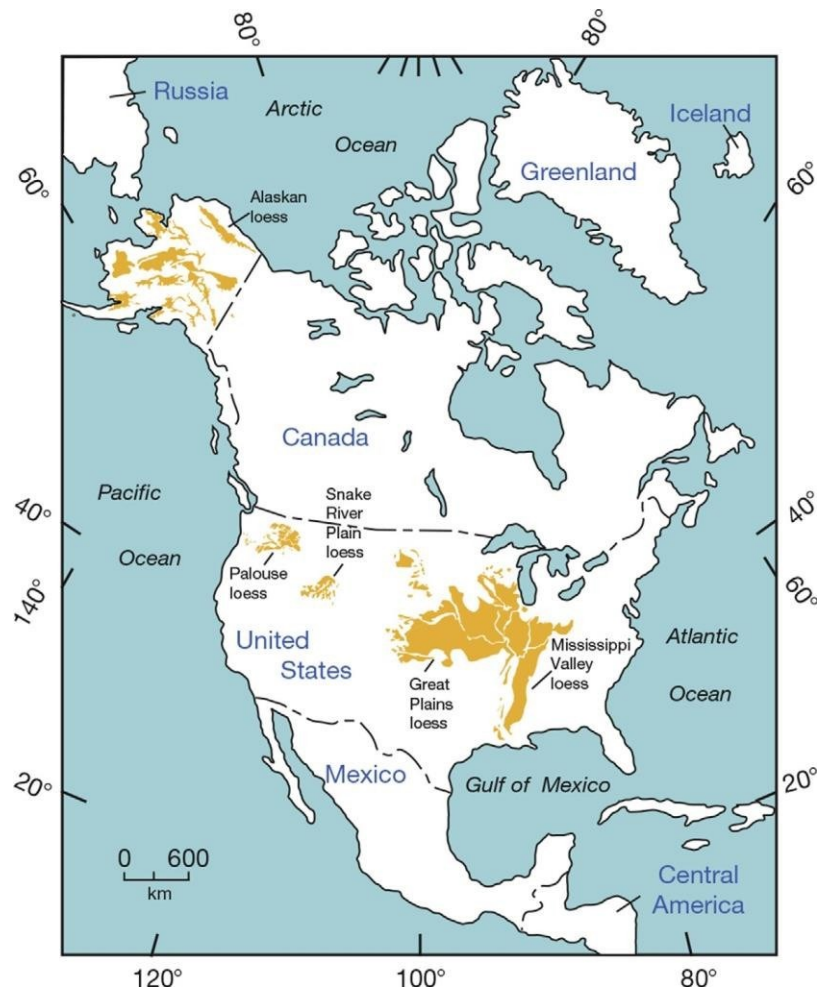


Figura 3: Mapa da América do Norte da distribuição do loess (MUHS, 2014)

Por fim, o terceiro depósito mais expressivo de *loess* está situado na América do Sul (Figura 4), mais precisamente na região dos Pampas (ZÁRATE, 2003). Segundo Iriondo (1990) os países que mais apresentam depósitos de loess são a Argentina em primeiro lugar e o Uruguai em seguida. No Brasil existe a teoria levantada por Iriondo e Kroling (1997) de que exista um loess tropical no sul do Estado do Rio Grande do Sul.

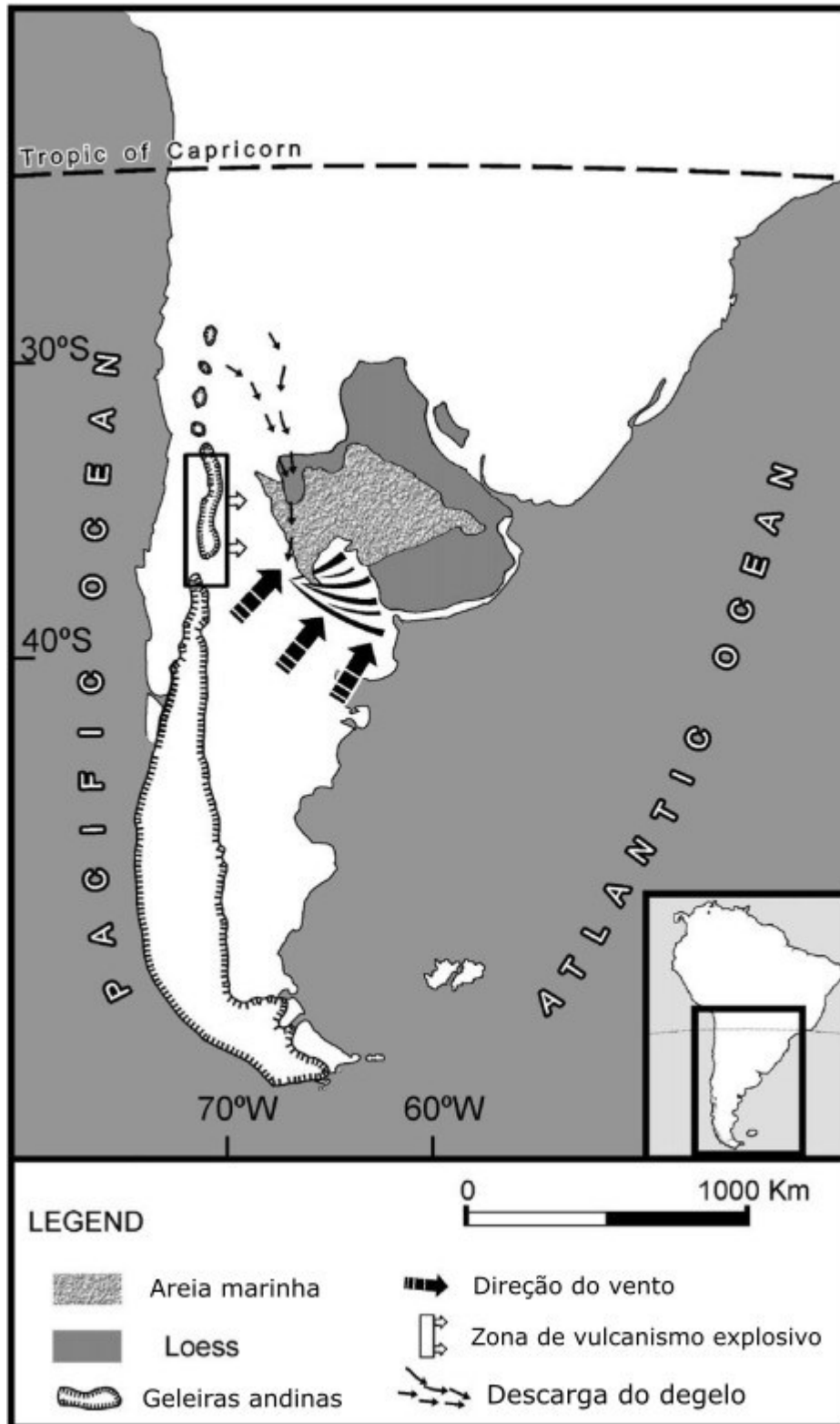


Figura 4: Mapa da América do Sul mostrando a concentração de *loess* (Iriondo, 1988)

2.1.4 Mineralogia e geoquímica

A composição mineralógica da maioria dos depósitos de *loess* apresenta quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, mica, calcita (às vezes dolomita) e argilominerais do tipo filossilicato (esmectita, clorita, mica e caulinita). Pode conter alguns minerais pesados.

Os depósitos que contêm uma alta quantidade de argila apresentam maiores teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , e TiO_2 ; enquanto que aqueles com grande quantidade de carbonato tendem a conter mais CaO e MgO (MUHS, 2014).

Estudos indicam que o maior constituinte químico dos depósitos de *loess* é o óxido de silício SiO_2 , variando entre 45 e 75%. Esse alto teor mostra uma predominância do quartzo (mais resistente ao intemperismo que os demais minerais presentes).

2.1.5 Formação dos depósitos

Depósito do tipo *loess* (sedimentos finos, poeira, carregado pelo vento), localizado na Bacia de Ili a sudeste no Cazaquistão (LI *et al.* 2015), é reflexo de mudanças climáticas de centenárias a milenares em grandes planícies (SPRAFKE *et al.*, 2018). *Loess* pode se formar tanto sob condições de clima árido e ameno, com o processo eólico controlando a acumulação de poeira, como também em áreas de glaciação, onde ocorre o acúmulo de silte oriundo de geleiras e intemperismo físico por dilatação térmica. Os grãos finos são carregados e acumulados em planícies de piemonte e vales, assim como em desertos e semi-desertos (LI *et al.* 2015). Cobertura de grama abundante e baixa precipitação criam um ambiente propício à acumulação de poeira (DODONOV, 1991).

Um alto fluxo de *loess* ocorreu em dois pulsos durante o Quaternário, sendo o primeiro de 38-25 ka e o segundo de 22-18 ka. O hiato entre as grandes deposições corresponde a um período interglacial, mais quente, no qual não houve deposição expressiva de sedimento (FITZSIMMONS *et al.*, 2016).

Apesar da definição de *loess* ser unânime dentro do ambiente acadêmico, os mecanismos de acumulação do mesmo ainda são pouco definidos. A teoria mais aceita é a que a origem do silte eólico claramente depende do contexto geográfico,

mas pode ser influenciado por diferentes mecanismos, tal como a abrasão de rochas glaciais (SMALLEY, 1995), intemperismo (SMALLEY e DERBYSHIRE, 1990; SMALLEY, 1995), abrasão de partículas nos ventos dos desertos (SMALLEY e VITA FINZI, 1968; SMALLEY e KRINSLEY, 1978) e elementos de poeira atmosférica de longos trajetos (STUUT *et al.*, 2009).

Apesar de haver diversos mecanismos de deposição, o mais aceito por muito tempo foi a teoria glacial, que sustenta que existe no alto das montanhas uma área glacial na qual ocorre grande quantidade de sedimento, majoritariamente silte. Devido ao intemperismo físico, formam-se coberturas eluviocoluviais. Esse material é carregado pelo sistema de escoamento de rios presente nos vales montanhosos, sendo posteriormente depositado nos sopés das montanhas, vales, desertos e semidesertos.

Condições paleoclimáticas como velocidade do vento e temperatura, assim como acúmulo de massa de poeira eólica podem ser calculados de forma confiável se os depósitos no sopé forem (1) “cobertores” sobre a topografia pré-existente; sopé fluvial dissecado; (2) Pequenos platôs de loess dissecados por fluxos de alto gradiente e/ou aluvionares; (3) Em raros casos, relevos positivos criados pela deposição preferencial da massa de poeira (SPRAFKE *et al.*, 2018).

Existe um ambiente chamado zona de deflação, onde ocorre constante deslocamento de material fino na forma de poeira, que é transportada pelo vento e depositada nos sopés das montanhas (DODONOV, 1991).

O esquema de deposição proposto por Dodonov (1991) pode ser considerado o modelo clássico (Figura 5) da formação dos depósitos de *loess*.

Porém, recentemente pesquisadores têm mostrado que é possível haver um cenário diferente de deposição, em ambientes quentes, gerando os depósitos de loess desérticos. Essa teoria surge após análise do *loess* encontrado em território chinês sem evidências de glaciação por serem baixas latitudes. Esse segundo modelo (Figura 6) foi exemplificado por Muhs e Bettis (2003).

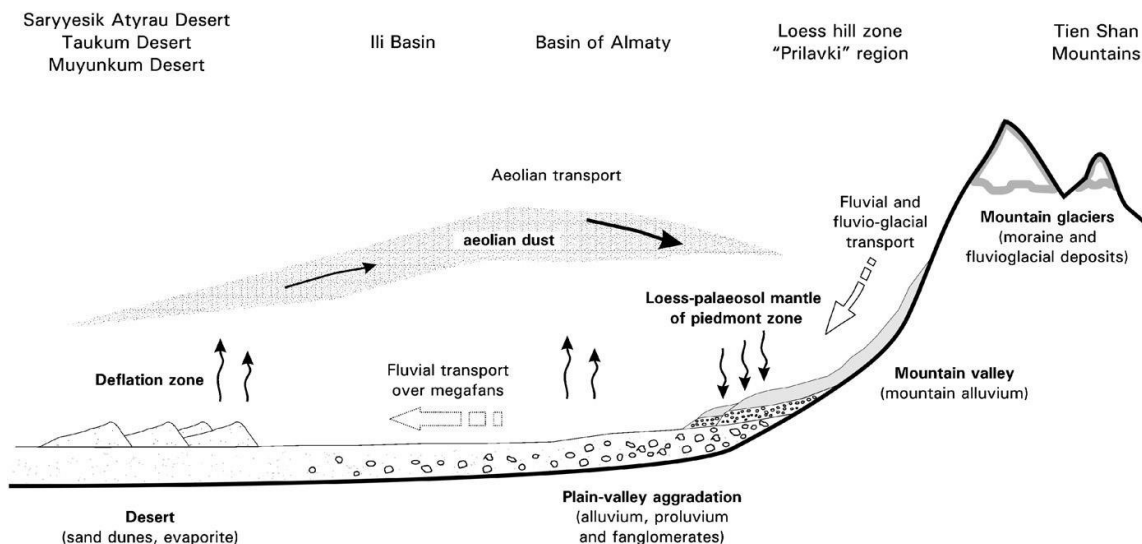


Figura 5: Processo de formação do *loess* em áreas glaciais (MACHALETT *et al.*, 2006)

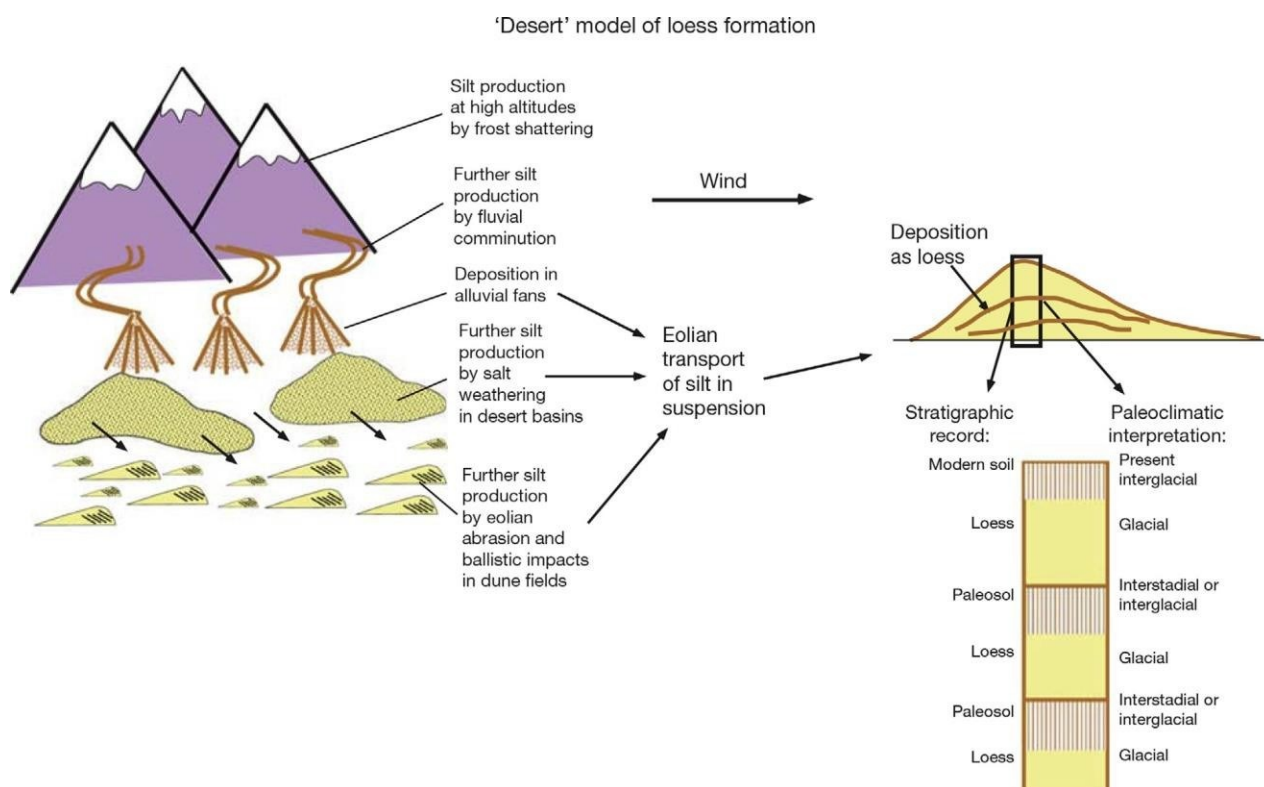


Figura 6: Processo de formação de *loess* em áreas quentes (MUHS, 2014)

2.1.6 Estratigrafia do *loess*

A estratigrafia do *loess* é de difícil reconhecimento e interpretação devido ao local ou então à espessura que se apresenta, mesmo utilizando métodos geofísicos de penetração é difícil determinar as mudanças de estrato (MUHS, 2014).

Outro aspecto a ser considerado é a competição que ocorre entre os processos de formação do *loess* e da pedogênese (entre as camadas de *loess*). Isso não favorece uma formação perfeita da camada sedimentar o que dificulta a diferenciação entre as camadas (MUHS *et al.*, 2004; VEROSUB *et al.*, 1993).

Dito isso, sequências de *loess* não devem ser interpretadas da mesma maneira que as demais sequências quaternárias devido ao fato de serem depósitos sedimentares menos contínuos e, portanto, mais fáceis de serem distinguidos.

Existe, portanto, uma vantagem no *loess* sobre os demais sedimentos Quaternários, ele pode ser datado diretamente com o uso do método de luminescência (AITKEN, 1998) pelo fato de as idades da maioria dos depósitos datarem de idades anteriores ao limite oferecido pelo método. Avanços nesse método têm melhorado a habilidade de desvendar arquivos paleoclimáticos complexos como a sequência *loess-paleossolo* (STEVENS *et al.*, 2007; ROBERTS, 2008; THIEL *et al.*, 2011; BUYLAERT *et al.*, 2012b; JAIN *et al.*, 2015; ANKJÆRGAARD *et al.*, 2016), dessa forma facilitando correlações confiáveis entre unidades.

A correlação mais confiável entre camadas pertencentes ao LPS (*loess-paleosol sequence*) deve ser feita, preferencialmente, em platôs de *loess* com extensas unidades horizontais (KUKLA *et al.*, 1989; DING *et al.*, 2002; MARKOVIĆ *et al.*, 2015) assim como o Platô da China (CLP) ou do sudeste da Europa (MARKOVIĆ *et al.*, 2015, 2016).

2.1.7 Informações paleoambientais

A diminuição da espessura do *loess* indica uma redução da quantidade de sedimentos seguindo a direção do vento a partir da fonte, já a diminuição no tamanho médio das partículas mostra que a carga mais grossa se depositou primeiramente devido à decantação e distanciamento da área fonte. Já a diminuição no teor de carbonato indica uma lixiviação durante a deposição a favor do vento, juntamente a taxas de deposição menores (MUHS E BETTIS, 2003).

Essa variedade de informações paleoambientais podem ser obtidas a partir de sequências LPS, no momento em que suas características (do *loess*) também se alteram de acordo com a região e isso torna possível a interpretação acerca das condições em que ocorreu a deposição (MUHS E BETTIS, 2003).

Como exemplo, em uma situação hipotética em que a fonte de *loess* fosse um vale de um rio de norte a sul, a diminuição no tamanho médio dos grãos e na espessura da deposição a leste do rio, resultaria em ventos oriundos do noroeste, oeste ou sudoeste (MUHS E BETTIS, 2003).

2.2 Ásia Central

Os cinco estados da Ásia Central pertencentes à Comunidade dos Estados Independentes (CIS), formada em dezembro de 1991 depois do fim da antiga União das Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS), Cazaquistão, Quirguistão, Tajiquistão, Turcomenistão e Uzbequistão, ocupam uma área de aproximadamente 3,5 milhões de km² com uma população conjunta de mais de 66,1 milhões de pessoas. Desertos cobrem mais de 95% do território total do Turcomenistão e cerca de metade do Cazaquistão e Uzbequistão (LIOUBIMTSEVA E COLE, 2007).

A região árida da Ásia Central comporta a Planície de Turan inteira e a parte sudeste das colinas Kazakh (Figura 7) e faz fronteira com as montanhas do meio asiático (até 7450m) em suas bordas sudeste e sudoeste. No sudoeste as montanhas Kopet Dagh (2000 m), um pouco mais baixas, permitem que as monções alcancem as encostas do Tian Shan e Pamiro-Alaï. Ao norte a planície Turaniana desce progressivamente para norte e oeste e se abre em direção ao terreno Cáspio (LIOUBIMTSEVA E COLE, 2007).

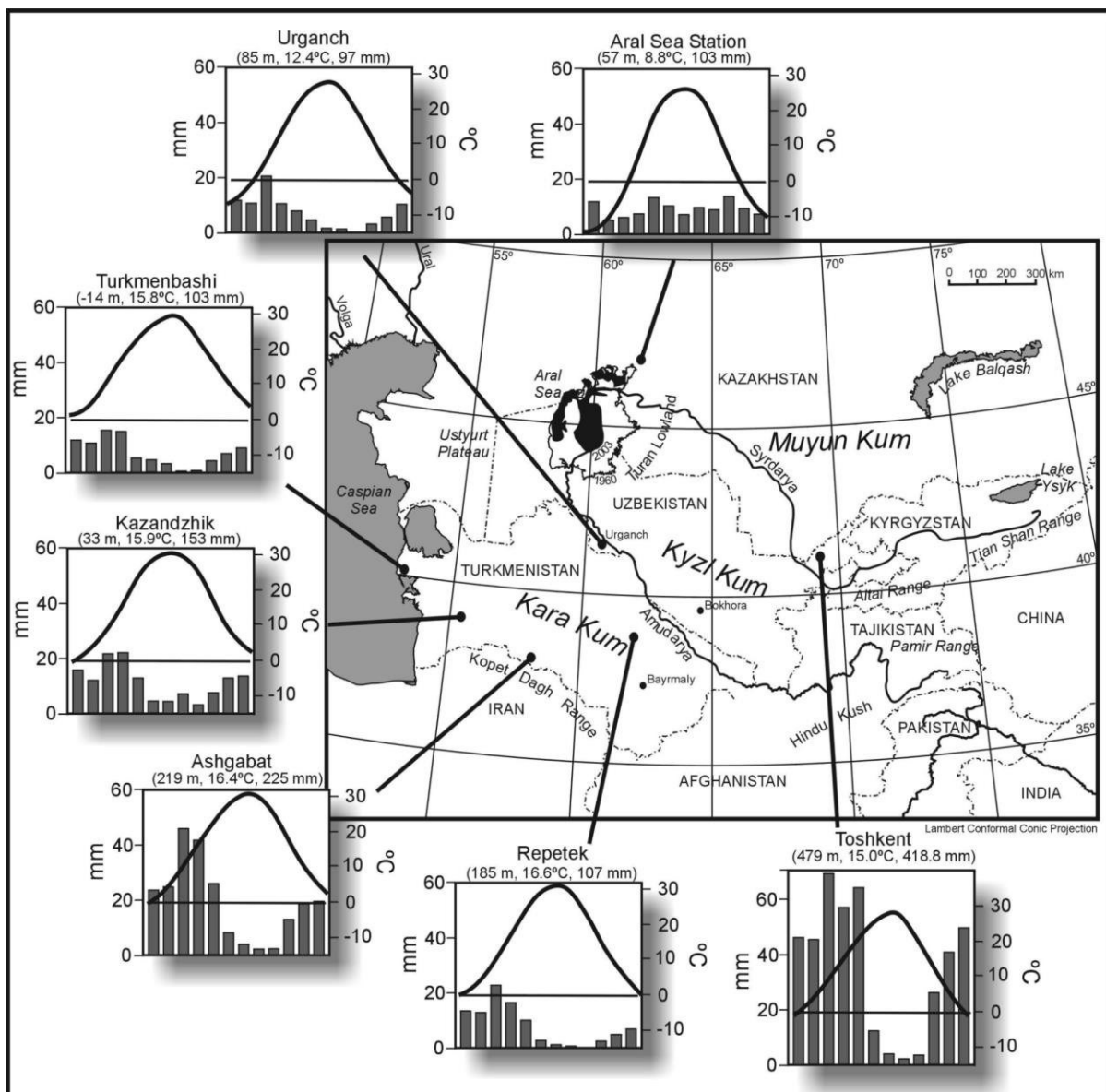


Figura 7: Mapa da Ásia central mostrando precipitação e temperaturas anuais (LIOUBIMTSEVA E COLE, 2007).

Os desertos e semidesertos apresentam um clima típico que pode ser dividido em duas sub-regiões climáticas, ao norte (majoritariamente Cazaquistão) e ao sul ou Irano-Turaniano (PETROV, 1976; LIOUBIMTSEVA, 2002).

Ao Norte os invernos do semideserto são muito frios chegando à temperatura mínima de -26°C com uma precipitação de 155 a 270 mm. A precipitação ao norte está muito associada aos ventos *westerlies* e o local possui uma temperatura máxima distinta na primavera-verão à medida que a influência do alto siberiano diminui e a atividade convectiva se torna mais forte (LIOUBIMTSEVA E COLE, 2007).

Na porção sul (Irano-Turaniano) os invernos são mais suaves oscilando entre -10 e 0°C. Já no verão as temperaturas podem alcançar 52°C no oeste de Kara Kum. Ela está associada com a migração para norte do braço iraniano da frente polar (LIOUBIMTSEVA E COLE, 2007).

As chuvas mais frequentes se formam pelas depressões que se desenvolvem no leste do Mediterrâneo e migram para nordeste e regeneram sobre o Mar Cáspio (LIOUBIMTSEVA, 2002).

O clima da região experienciou diversas mudanças ao longo do tempo. As variações climáticas até o final do Pleistoceno resultaram em múltiplas mudanças de desertos muito áridos para terras de arbustos úmidos (KES *et al.*, 1993; VARUSHCHENKO *et al.*, 1987; VELICHKO *et al.*, 1987; TARASOV, 1992; TARASOV *et al.*, 1998).

No entanto, em contraste com os desertos tropicais (ou seja, o Deserto do Saara), essas mudanças ambientais tiveram amplitudes relativamente pequenas no final do Pleistoceno e Holoceno, quando as planícies da Ásia Central permaneceram áridas durante longos períodos de tempo interrompido por intervalos úmidos relativamente curtos (LIOUBIMTSEVA, 2002).

A evidência da palinologia sugere que estas flutuações da precipitação não excederam 150–200 mm (AUBEKEROV *et al.*, 1989; TARASOV, 1992). A explicação das mudanças de precipitação nos desertos da Ásia Central ocorre através da modificação da circulação ciclônica para o oeste, dependendo da posição do alto da Sibéria. O nível eustático dos mares Cáspio e Aral e seu impacto na precipitação local através da contribuição de umidade e calor para a baixa atmosfera também são muito importantes no controle da precipitação.

O impacto do Mar Cáspio na precipitação é evidência de uma forte conexão entre o clima da Ásia Central e o clima da Rússia europeia porque o nível da água depende inteiramente do escoamento da Bacia Volga e Ural. O nível do Mar de Aral depende do escoamento dos rios Syrdarya e Amudarya e, finalmente, do ritmo das glaciações nas montanhas Pamir e Tian Shan (LIOUBIMTSEVA, 2002).

A geologia da Ásia Central, que ocorre em uma área de, pelo menos, 2000 km por 2000 km, possui uma deformação cenozoica que pode ser atribuída à colisão

continental entre a Ásia e Índia (ENGLAND E HOUSEMAN, 1986). Essa deformação inclui uma expansão lateral e espessamento crustal, sendo que o segundo é responsável por grande parte da topografia atual, particularmente o Platô do Tibete e as montanhas Pamir e Tian Shan (ENGLAND E HOUSEMAN, 1986). Ao redor e entre estas montanhas, existem grandes bacias preenchidas por sedimentos cenozoicos. Cobbold *et al.* (1993) mapearam falhas inversas e transcorrentes, as quais delimitam bacias. A partir de relações estratigráficas e estruturais, deduziram que os dois fenômenos, encurtamento e sedimentação da crosta, ocorreram juntos durante todo o Cenozoico. Os tipos das bacias podem variar de *foreland* simples a *full ramp*, porém muitas apresentam características bastante complexas, integrando diversos tipos.

O platô tibetano cresce para o Norte, pela ação de uma série de falhas inversas. Em sua atual extremidade Norte, encontram-se as montanhas Nan Shan, com movimentos tectônicos ativos e uma bacia *foreland* associada (MOLNAR, 1989).

2.3 Bacia de Ili

Inserida na Ásia central, o Sul do Cazaquistão (Figura 8) é uma região delimitada pelas montanhas Tian Shan do Sul, as quais alcançam altitudes de quase 5000 m. O Sudeste do Cazaquistão é marcado por uma variação muito expressiva da paisagem. Em direção ao norte, a Bacia de Almaty e a Bacia do Ili se fundem aos desertos e estepes da chamada “terra dos sete rios” e, por fim, à depressão Balkhash-Alakol. Esta região do Cazaquistão é delimitada ao norte, ao nordeste e a leste, pelo Lago Balkhash e pelas montanhas Junggar Alatau e Tian Shan do Norte, respectivamente (MACHALETT *et al.*, 2006).

Os rios Talgar, Turgen e Tschilik transportam grande carga de sedimentos, desde as altas montanhas através de seus vales, em altitudes de aproximadamente 950 a 700 m, formando deltas de detritos para dentro da planície ou bacia (MACHALETT *et al.*, 2006).

A geomorfologia da região está diretamente relacionada a soerguimentos tectônicos.

O rio Ili se origina na encosta norte do Pico Khan Tengri (6995 m de altitude), e a parte superior da bacia hidrográfica é circundada ao norte, a leste e ao sul, pelas montanhas Tian Shan. Correndo em direção ao oeste, o rio passa ao norte da cidade de Almaty, para dentro da represa de Kapshagay (LI *et al.*, 2018). Este rio drena uma área de aproximadamente 151.200 km² (SONG *et al.*, 2014).

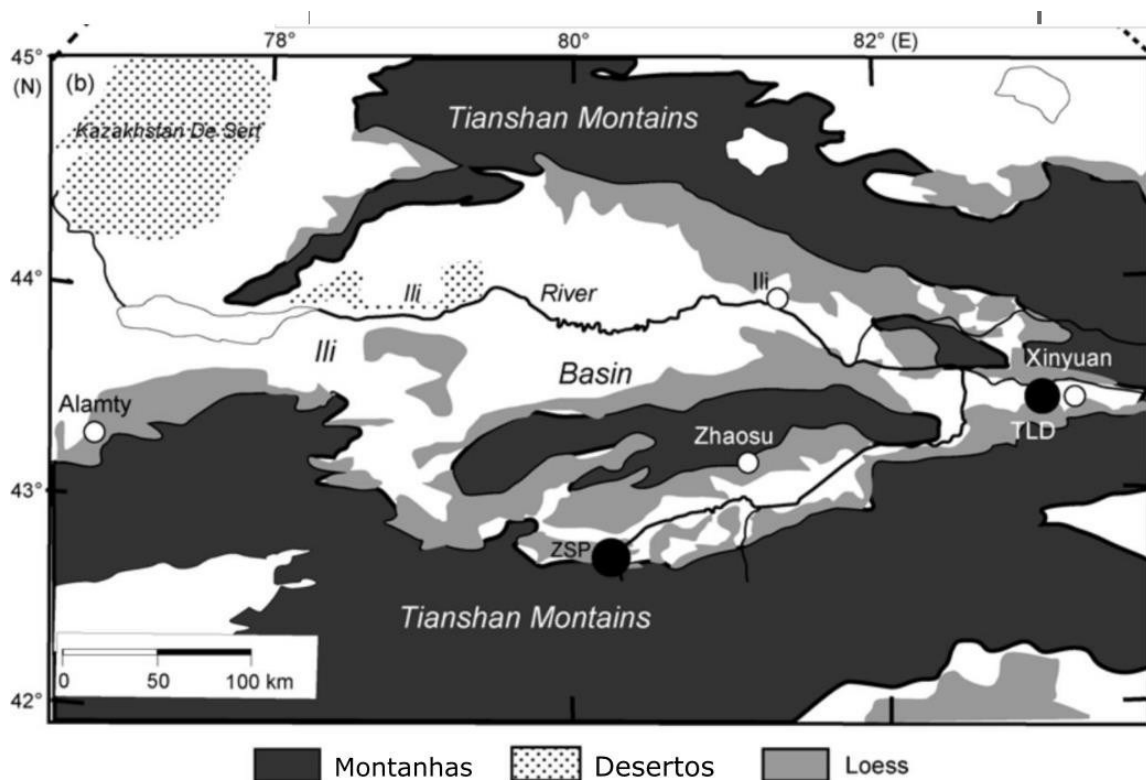


Figura 8: Mapa geomorfológico da Bacia de Ili na Ásia Central. (Modificado de Song *et al.*, 2010)

Devido ao efeito dos microclimas do vale, a área contém uma ampla diversidade de vegetação, sendo eles, vegetação de deserto, estepe de montanha, pradaria de montanha, pradaria subalpina, pradaria alpina e vegetação alpina (HU, 2004).

A Bacia do Ili é uma depressão limitada por falhas, de idade Mesozoica a Cenozoica, cobrindo cerca de 40.000 km² e é cercada pelo cinturão orogênico de Tian Shan (SONG *et al.*, 2014). Ela é classificada como uma bacia de *foreland*, onde ocorrem diversas pequenas bacias cenozoicas, associadas a falhas de empurrão ocasionadas pela colisão da Índia com o continente (COBBOLD *et al.*, 1993). É uma bacia tectônica que contém mais de 4000 m de sedimentos depositados (BURTMAN, 2012).

Muitas subdivisões litoestratigráficas diferentes foram propostas para a sucessão sedimentar da bacia nas últimas cinco décadas, levando à sobreposição de alguns nomes de unidades e gerando limites incoerentes (HELLWIG *et al.*, 2017). O embasamento da bacia é composto por rochas cristalinas de idade pré-cambriana e camadas dobradas paleozoicas sobrepostas, representadas, principalmente, por rochas vulcânicas pertencentes ao permo-carbonífero, assim como rochas sedimentares e um corpo granítico (YUE E WANG, 2011). Depósitos lacustres salinos prevalecem na parte do meio (formações de Koktal e Kokterek), enquanto pelitos gradam para depósitos aluviais grossos que dominam a parte superior da estratigrafia (Formação Ili) (HELLWIG *et al.*, 2017) (Figura 9).

Tectonicamente, a bacia situa-se na porção oeste do cinturão de Tian Shan. Existe uma falha na margem sul da bacia que apresenta tendência NW na margem norte, e controla não apenas os limites da bacia, mas também sua formação e evolução. Estruturalmente, a bacia se divide em uma zona dobrada ao norte, uma zona subsidida no centro e também uma zona de declive no sul (YUE E WANG, 2011).

É importante frisar que o *loess* localiza-se principalmente nas terras mais altas das áreas montanhosas que apresentam neve e gelo, são intensamente drenadas, e sua distribuição termina mais ou menos na transição entre a bacia de *foreland* e as regiões montanhosas e áridas do leste (MACHALETT *et al.*, 2006).

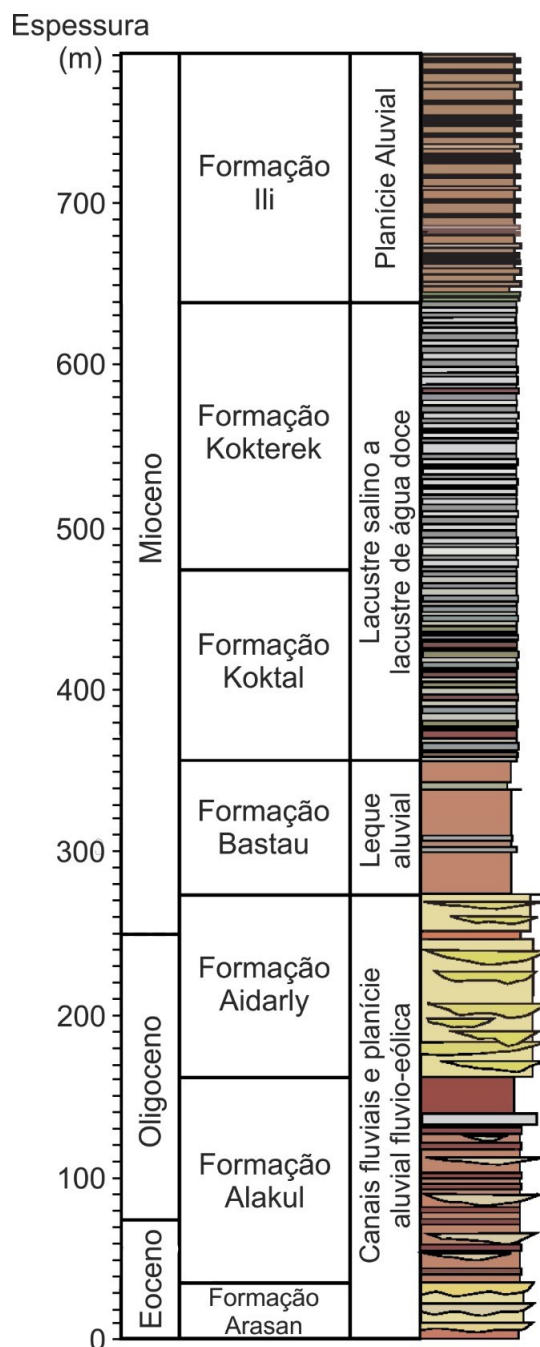


Figura 9: Coluna estratigráfica da Bacia do Ili (Modificado de Hellwig et al., 2017).

Localizada no meio da Eurásia, a Bacia de Ili fica longe do oceano. Ela possui um clima continental semi árido temperado e é acometida por ventos de altos (até 8000 m) vindos do Oeste ao longo do ano (LI, 1991). Acredita-se que a desertificação progressiva das bacias da Ásia Central, interiores, seja um produto do soerguimento do Plateau do Tibet e das montanhas Tian Shan durante o Terciário e o Quaternário

(LIU *et al.*, 2015). Portanto, a seção Remizovka foi depositada de forma sobreposta à Bacia, com idade mais recente.

Quanto às características climáticas da Bacia do Ili, predominam ventos secos e quentes oriundos das direções norte/oeste desenvolvem-se entre as células de alta pressão dos Açores e as de baixa pressão do sistema de monções mais a sudeste. Porém, como a área é protegida pelas altas montanhas da influência das monções asiáticas vindas do sul (CHENG *et al.*, 2012; DETTMAN *et al.*, 2001), as massas de ar marítimas mais úmidas apresentam dificuldade de penetrar as montanhas. Durante o inverno, a região é exposta a massas de ar da Sibéria muito frias e secas.

A primavera apresenta a maior taxa de precipitação durante o ano, porém mesmo assim é considerada baixa. Os ciclones do Sul do Mar Cáspio tendem a se tornar fortes tempestades de poeira sem precipitação (WEISCHET E ENDLICHER, 2000; MACHALETT *et al.*, 2006). Os distúrbios ciclônicos fazem com que material eólico muito fino chegue até o Sudeste do Cazaquistão. (MACHALETT *et al.*, 2006).

2.4 Estratigrafia da seção Remizovka

A seção Remizowka, segundo Machalet *et al.* (2006; 2008), apresenta cerca de 80 m de espessura, variando de 0 a 80, sendo o menor valor pertencentes aos sedimentos mais superficiais e os maiores valores a deposições mais profundas e antigas.

Levantamentos estratigráficos anteriores acerca do *loess* e paleossolos em diferentes exposições da Seção Remizovka fizeram uso de critérios pedogênicos e litológicos assim como suscetibilidade magnética e variação de tamanho de grão para gerar uma correlação mais precisa (MACHALETT *et al.*, (2006; 2008), FENG (2011), FITZSIMMONS *et al.*, (2018), SPRAFKE *et al.*, 2018).

A nomenclatura utilizada no estudo de Machalet *et al.* (2006) designou as unidades, assim como foi feito na estratigrafia do *loess* encontrado na China (LIU, 1985; KUKLA, 1987).

Nove camadas distintas de *loess* puderam ser observadas intercaladas por oito complexos pedológicos indicando uma similaridade com as LPSs encontradas na Ásia Central e China (Figura 10). Essas camadas não necessariamente representam

pulsos distintos de sedimentação, já que ao longo do tempo podem ter sofrido erosão e retrabalhamento modificando as fácies.

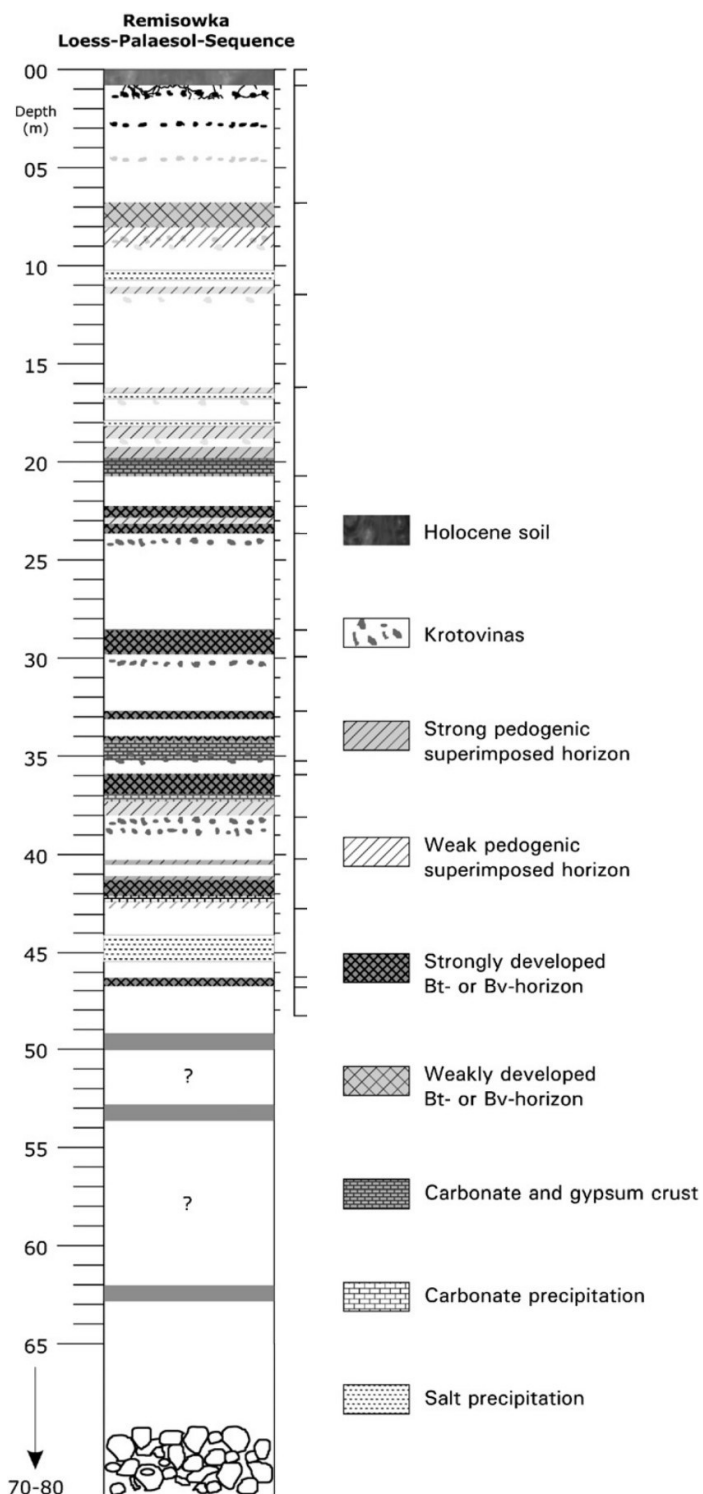


Figura 10: Primeira coluna estratigráfica desenvolvida da Seção Remizovka. (Modificado de Machalet et al., 2006)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Pesquisa bibliográfica

A etapa de pesquisa bibliográfica consistiu em primeiramente determinar a evolução geológica do *loess*, desde a primeira aparição na literatura até pesquisas mais recentes para compreender melhor o processo de definição e aplicação do termo.

Em seguida a partir da bibliografia escolhida foi feita a definição de *loess* a partir desse material. Também foi realizada uma pesquisa sobre a distribuição espacial desse tipo de sedimento.

A partir dessas informações foi possível determinar os principais aspectos relacionados a depósitos do tipo *loess* pertencentes à área de estudo assim como relacionar estudos acerca da aplicação de análises granulométricas em sedimentos desse tipo, técnicas para o preparo das amostras e funcionamento dos equipamentos necessários para as análises.

3.2 Obtenção das amostras

As amostras utilizadas neste projeto foram coletadas por uma equipe de pesquisadores, fazendo parte desta equipe o Prof. Dr. Giancarlo Scardia, e posteriormente enviadas ao Brasil para que fossem medidas e analisadas.



Figura 11: Local em que foram retiradas as amostras. (Modificado de SPRAFKE et al., 2018).

Elas foram coletadas em uma seção vertical, com uso de equipamento de escalada em uma encosta rochosa em que as camadas de *loess* e paleossolo se intercalam e armazenadas em cubos de acrílico com volume de 8 cm³ (Figura 12).



Figura 12: Caixa de acrílico com capacidade de 8 cm³

A seção foi dividida em 7 partes e nomeadas de A-G, sendo A no topo e G na base. O nome das amostras, portanto, varia no molde REM (Remizovka), seguido pelo número 17 e posteriormente pela letra representando a parte da seção (A-G), por fim é colocada a letra P seguida da profundidade da amostra.

Ao todo foram coletadas 257 amostras com espaçamento de 10 cm ao longo da seção Remizovka, iniciando em 150 mm e finalizando em 25000 mm. Destas 257 amostras, 107 foram selecionadas para análise granulométrica sendo em um primeiro momento analisadas as amostras a cada 0,5 m a partir dos 150 cm (150 cm, 500 cm, 1000 cm, em diante) e posteriormente uma segunda leva de amostras foi preparada ainda com o mesmo espaçamento, porém começando nos 300 cm (300 cm, 700 cm, 1300 cm, em diante). Dessa forma existe uma maior probabilidade de boa representatividade da seção sem precisar analisar todas as amostras.

3.3 Preparo das amostras

Após a seleção das amostras iniciou-se o processo de preparo para a análise granulométrica. O preparo foi realizado como descrito em Lu e An (1997).

Primeiramente a vidraria do laboratório foi pesada para que fosse descontado o peso dela no fim da análise. Feito isso, foi necessário numerar a vidraria para que não houvesse confusão com os béqueres (Figura 13 A).

O segundo passo foi retirar a amostra do cubo de acrílico e colocá-la em um recipiente de vidro temperado (Figura 13 B) para realizar a desagregação da amostra com a ajuda de um pilão de cerâmica. Após esse procedimento a amostra desagregada foi colocada em um papel e quarteada em duas partes, uma das partes é colocada no béquer e a outra retorna para o cubo.

Após essa etapa o processo é repetido nas demais amostras. A etapa seguinte consiste em pesar as amostras dentro dos béqueres e anotar os pesos. Posteriormente foi adicionado peróxido de hidrogênio (H_2O_2), a 30 volumes, e a reação com a amostra é observada (Figura 13 C). Caso haja bastante efervescência oriunda da reação exotérmica entre o peróxido de hidrogênio e a matéria orgânica a reação exotérmica é considerada forte e as demais são classificadas seguindo esse critério, de acordo com a efervescência gerada na reação de cada amostra.

Para a remoção de carbonato e matéria orgânica em meio aos sedimentos (An *et al.*, 1991), as amostras precisam ficar em solução com o H_2O_2 para retirada de matéria orgânica por 24 horas para que se inicie a etapa seguinte. Após as horas de imersão na solução as amostras decantam e a água resultante da reação é retirada com a ajuda de uma pipeta, segue então a próxima etapa que consiste em adicionar ácido clorídrico (HCl) a 10% para retirada de carbonato, observar a reação e classificar da mesma forma que a etapa anterior, deixando a solução descansar por mais 24 horas.

Por fim, o líquido resultante (majoritariamente água) foi novamente retirado e as amostras foram para a estufa a $50^\circ C$ para que toda o líquido restante seja evaporado e sobre apenas o material de interesse para as análises. O período de estufa foi de 4 dias, para que secassem bem as amostras (Figura 13 D).

Após serem retiradas da estufa as amostras foram pesadas novamente para que se calcule a quantidade de matéria orgânica e carbonato que foram retirados pelas reações químicas. Depois, as amostras são novamente desagregadas com a ajuda do pilão e armazenadas em envelopes plásticos e devidamente nomeadas.

Posteriormente, as amostras precisam ser peneiradas para que só reste aquilo que realmente deve ser analisado, que são os grãos finos (silte). Todo sedimento que passar pela peneira mais fina, 0,5 mm, é colocado em uma solução de hexametáfosfato (NaPO_3)₆, que faz com que os íons Ca^{2+} , que previamente auxiliavam a coesão entre partículas, sejam substituído pelos íons Na^+ , fazendo com que haja melhor dispersão do material para que não ocorra uma aglomeração de partículas influenciando no resultado da granulometria.

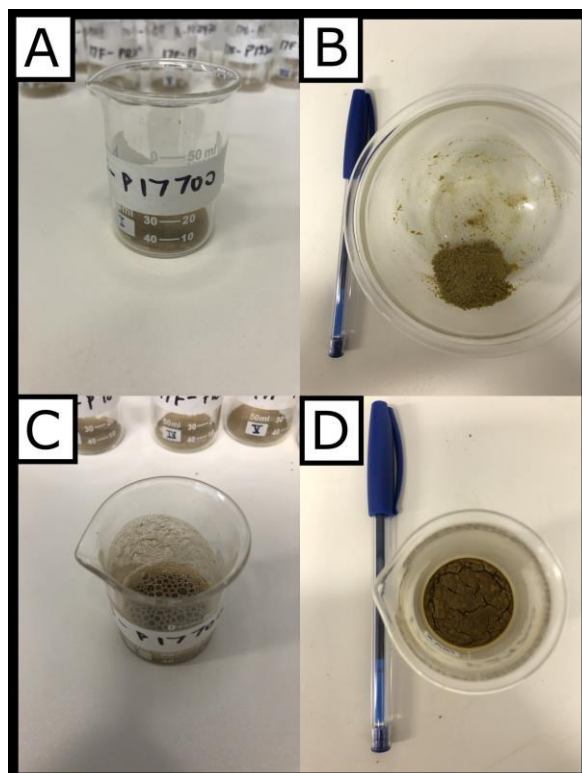


Figura 13: Etapas da preparação das amostras. A) Béquer numerado contendo parte da amostra coletada. B) Amostra desagregada. C) Reação da amostra com HCl e H₂O₂. D) Amostra após retirada da estufa.

3.4 Análise Granulométrica

A foi realizada com o auxílio do equipamento Malvern Mastersizer 2000, pertencente ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista (UNESP) Campus Rio Claro. Essa etapa foi realizada no mês de julho de 2021.

Uma análise de difração a laser consiste em um feixe de laser que passa através de uma amostra de partículas bastante dispersas e seu tamanho é medido de acordo com a detecção da intensidade de luz produzida, pela interação partícula-laser, realizada pelo aparelho (Figura 14).

O Malvern Mastersizer (Figura 15 A e B) oferece 52 detectores em uma lente e pode medir uma ampla gama de tamanhos de partículas em uma análise sem haver fracionamento da amostra (CALLESEN, KECK E ANDERSEN, 2018).

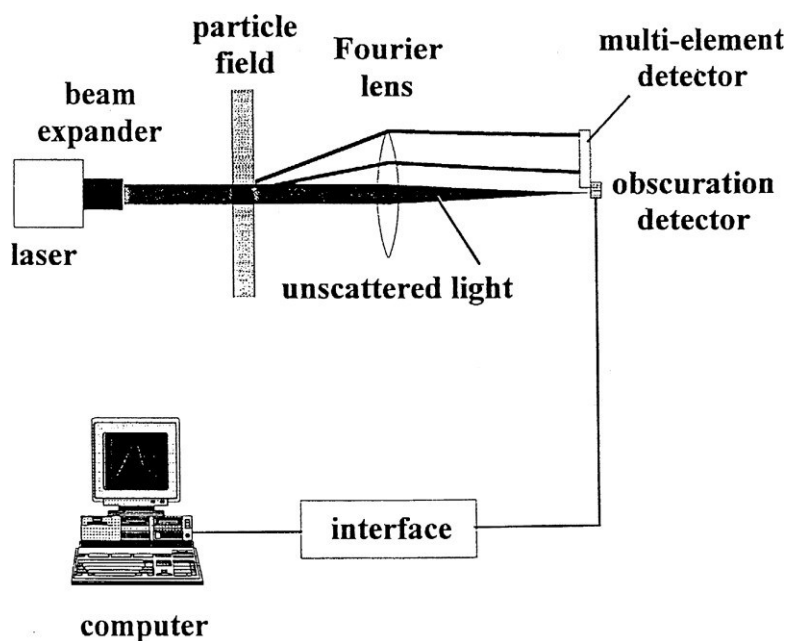


Figura 14: Esquema do funcionamento da difração à laser conectado ao programa (MA et al., 2000)

O funcionamento do Malvern Mastersizer 2000 começa com a amostra estando na concentração certa para então o equipamento fazer uma captura do padrão de dispersão dessa amostra a partir dos detectores, sendo que cada um coleta a dispersão de luz de uma faixa específica de ângulos. Então uma matriz dos detectores tira uma “foto” instantânea (snap) do padrão de dispersão. Como apenas um registro seria pouco representativo, são feitos mais de 2000 *snap*s para cada medição em apenas 1 ms. Após essa etapa o software consegue analisar os dados gerados e pode exibir os resultados de diversas formas.

A análise realizada pelo Malvern se inicia com um béquer de 800 ml de água ozonizada sem nenhuma amostra dispersa, essa etapa se chama *Mesuring*

Background (medida de base), o programa então faz uma análise para posteriormente retirar o *background*. Feito isso, a amostra pode ser adicionada e precisa obedecer a concentração de acordo com o software. Ele indica a quantidade de amostra a ser colocada através da obscurescência atingida, que se trata da fração de luz “perdida” quando amostra é introduzida, e o ideal fica em torno de 10 a 20% de obscurescência para dar continuidade à análise. Em seguida é adicionado hexametáfosfato de sódio ((NaPO₃)₆) para melhor dispersão das partículas. O botão do ultrassom é ligado por 10 segundos para uma ainda melhor dispersão da amostra e a análise pode ser iniciada.

Três leituras e uma média são realizadas com um intervalo de 10 segundos entre elas e para cada medida é gerado um gráfico indicando o tamanho dos grãos pertencentes àquela amostra.

O instrumento oferece curvas de PSD (particle size distribution) - Distribuição de tamanho de partículas, contínuas com a resolução de tamanho de partícula entre 0,02 µm a 2000 µm (SOCHAN et al., 2014).

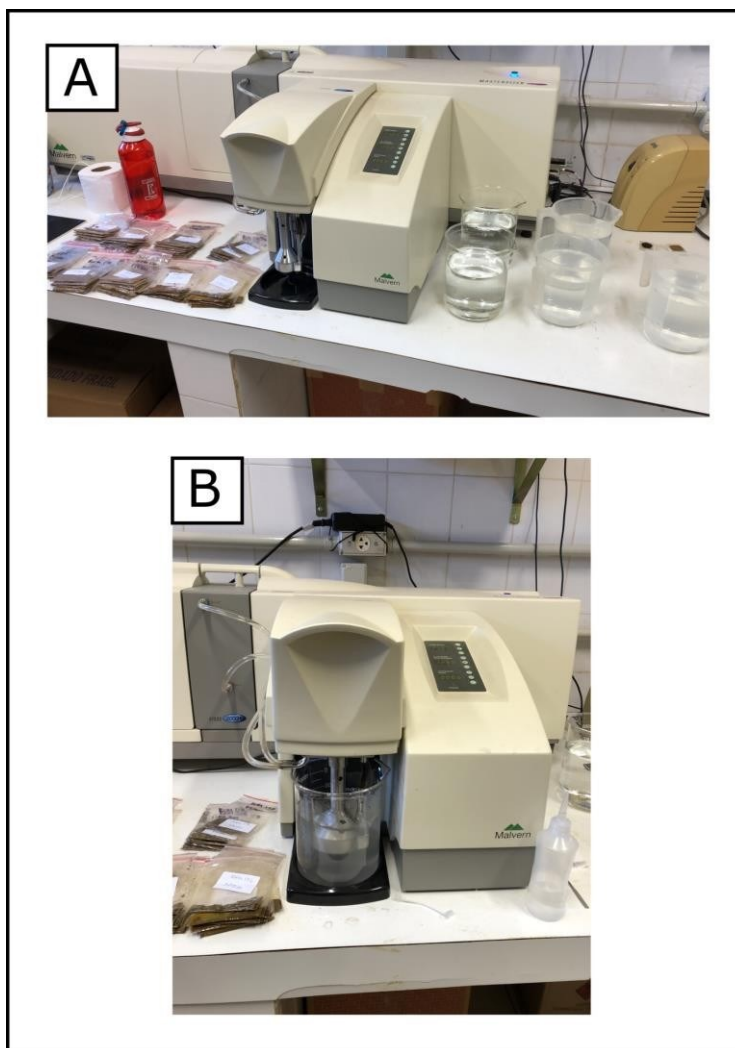


Figura 15: Equipamento Malvern Mastersizer 2000.

Após a geração do gráfico é necessário fazer a limpeza dos condutos que carregam a solução para que não haja interferência de outras amostras. Para isso é utilizado um béquer de plástico com 800 ml de água deionizada durante 30 segundos e o processo é repetido uma segunda vez com uma água nova e um béquer novo. Posteriormente a esse processo um béquer limpo de vidro com 800 ml é colocado no equipamento e uma nova amostra pode ser medida.

3.5 Análise de susceptibilidade magnética

Foi realizada uma análise de susceptibilidade magnética com uso de um equipamento chamado Bartington (Figura 16) localizado no laboratório de

Paleomagnetismo pertencente ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista (UNESP) Campus Rio Claro.



Figura 16: Equipamento utilizado para medir a suscetibilidade magnética.

Para os fins comparativos da pesquisa, apenas as amostras analisadas granulometricamente que foram consideradas quanto à suscetibilidade, portanto, apenas 107 das 257 amostras.

O método de análise consiste em fazer uma medida sem a amostra no aparelho, seguida de uma medida com a amostra para que o magnetismo do ambiente seja desconsiderado no final da análise. A medida obtida é armazenada no software e pode ser exportada em forma de texto.

Esse procedimento foi realizado em todas as 107 amostras pertencentes ao presente estudo.

3.6 Método de tratamento e interpretação de dados

O equipamento Malvern armazena todos os dados gerados ao longo das análises e ao final do processo é possível exportar esses dados em formato Excel gerando uma planilha que possibilita a confecção de gráficos contendo as curvas gaussianas que representam a granulometria de cada amostra.

Ao todo o programa analisa 99 frações de granulação para cada uma das amostras analisadas (107 amostras), dessa forma são gerados os pontos para que o gráfico seja traçado linearmente.

A interpretação dos dados obtidos foi realizada baseando-se em Vandenberghe (2013) que classificou os diferentes tipos de *loess* de acordo com a granulometria gerando classes (Tabela 1).

Quanto à interpretação da suscetibilidade magnética, de acordo com Nagata (1961), todos os grãos minerais estão suscetíveis a se tornarem de alguma forma magnéticos na presença de um campo magnético, sendo assim a susceptibilidade magnética é o indicador da força deixada por esse magnetismo transiente na amostra. Os minerais podem ser classificados como ferromagnéticos, como magnetita e sulfetos de ferro; paramagnéticos como argilas ricas em ferro (clorita) e silicatos ferromagnesianos (biotita) e podem ser diamagnéticas, como em sedimentos ricos em quartzo/carbonato e matéria orgânica (ELWOOD *et al.* 2006).

Outra análise, realizada por Thompson e Morton (1979), vincula o resultado obtido com as análises de susceptibilidade realizada nos sedimentos com a provável granulometria a ser encontrada. Esse ensaio pode ser observado na Figura 17, nela o tamanho dos grãos é inversamente proporcional à suscetibilidade, ou seja, quando o grão é mais fino, como no caso das amostras deste estudo, se espera um alto valor de suscetibilidade.

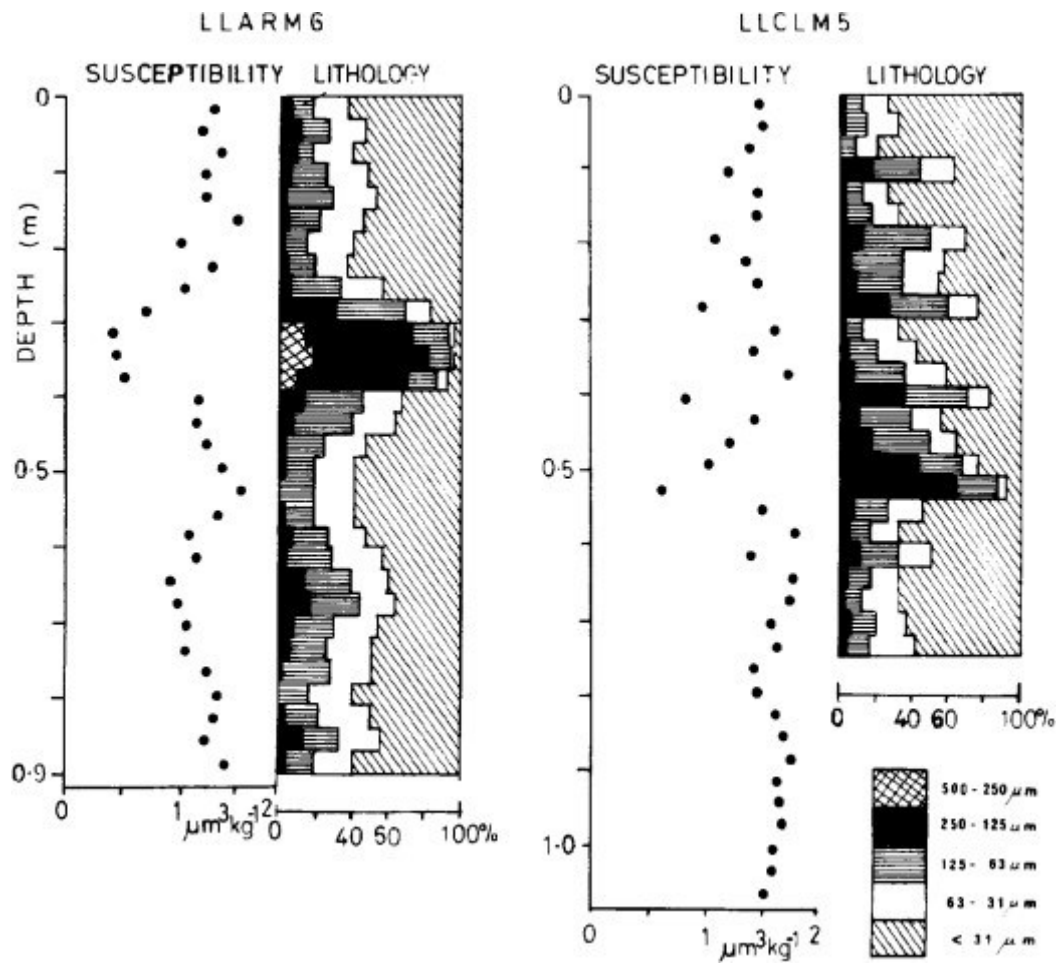


Figura 17: Gráficos comparativos entre suscetibilidade magnética e granulometria. Modificado de Thompson e Morton (1979).

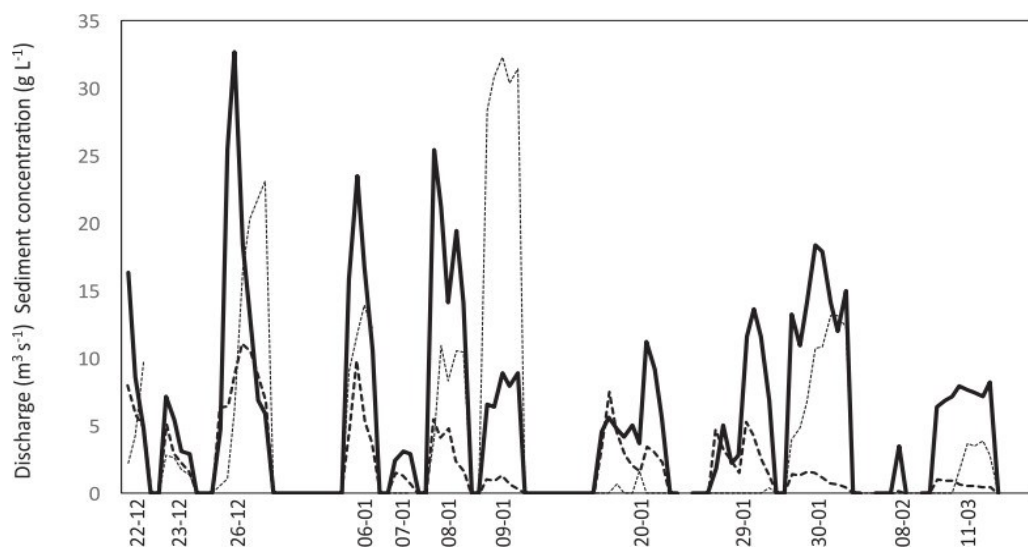


Figura 18: Gráfico de suscetibilidade magnética comparado com períodos de sedimentação. (Modificado de Rowntree, Van der Waal e Pulley, 2017).

Tabela 1: Classificação granulométrica dos sedimentos segundo Vandenberghe (2013) (Modificado de Job, 2019).

Tipo	Classe	Tamanho	Granulação	Transporte	Distância	Área fonte	
Loess primário	1.a	>70 μm	Areia muito fina	Saltação ou em nuvens de suspensão muito próximas à superfície	Centenas de metros a poucos km	Terraços de rios, interflúvios secos, dunas pré-existent	
	1.b	1.b.1	44 - 70 μm	Silte médio a grosso ("poeira grande")	Próximo à superfície, em nuvens de suspensão	Dezenas de km	Planícies aluviais e leques aluviais de rios glaciais
		1.b.2	33 - 44 μm				
		1.b.3	24 - 33 μm				
	1.c	1.c.1	12 - 24 μm	Silte fino e argila ("poeira pequena")	Nuvens de suspensão muito altas	Centenas a milhares de km	Planícies aluviais e leques aluviais de rios glaciais
		1.c.2	2 - 12 μm				
Loess secundário	2.a ("fluvial")	Retrabalhamento de sedimentos de <i>loess</i> por rios e deposição quando o canal seca					
	2.b ("lacustre")	Deposição de sedimentos de <i>loess</i> em lagos após retrabalhamento					

Segundo Vandenberghe (2013), que classificou a granulometria do *loess*, ele existe em duas classes e três subclasses, sendo elas 1.a, 1.b, 1.b.1, 1.b.2 e 1.b.3, respectivamente. A classe 1.a apresenta sedimentos de granulação de por volta 75 μm , enquanto a 1.b varia de 25 a 65 μm , como possui subclasses apresenta um intervalo maior de variação que é subdividido nessas subclasses. Logo, 1.b.1 representa o intervalo de 51-65 μm , a 1.b.2 35-40 μm e a 1.b.3 25-31 μm .

Este grupo de sedimentos (24-70 μm) foi classificado por Stuut et al. (2009) como "grande poeira". Ocorrem de forma mais ampla, sendo depositados, especialmente, durante os períodos mais frios e interpretados como transportados em nuvens próximas à superfície e com baixas suspensões, mais provavelmente durante ciclones de tempestades de poeira na primavera por distâncias de dezenas de quilômetros (VANDENBERGHE, 2013).

O *loess* secundário, classificado por Vandenberghe (2013) ocorre quando há retrabalhamento do sedimento ocasionado de forma pós-deposicional e funciona como uma seleção de sedimentos eólicos que no retrabalhamento são misturados a outros tipos de sedimentos.

Loess do tipo 2.a, chamados fluviais, se formam quando os canais dos rios se tornam inativos. Nesse tipo de depósito, a matéria em suspensão de granulação mais fina acaba preenchendo o canal resultando em séries de granodecrescência ascendente típicas.

Caso o *loess* seja um constituinte principal dessa nuvem de suspensão, suas características podem se tornar gradualmente visíveis. Essas amostras individuais, classificadas como desse tipo, são caracterizadas por uma distribuição bimodal (VANDENBERGHE, 2013).

No *loess* do tipo 2.b que são chamados de lacustres, ocorre um processo semelhante ao retrabalhamento fluvial, porém o processo de sedimentação pode causar a separação de sedimentos, mas, ainda mais do que no ambiente fluvio-eólico, o sedimento ainda pode manter características do material original. Assim, os componentes primários do *loess* podem frequentemente ser reconhecidos (VANDENBERGHE, 2013).

Apesar da análise granulométrica condizer com a literatura, Yang et al., (2015) compararam o método a laser (igual ao utilizado no presente trabalho) com o método tradicional que foi utilizado por décadas na determinação de granulometria, o peneira-densímetro.

O método da peneira define o diâmetro da partícula como o comprimento do lado do quadrado que uma partícula consegue passar (ESHEL *et al.*, 2004), esse método é comumente usado para separar as frações de areia das de argila e silte, secando e pesando o material remanescente na peneira (GEE E BAUDER, 1986). Já o método do densímetro define o diâmetro de uma partícula de solo como o tamanho de uma esfera que decanta em um líquido na mesma taxa que a partícula chamada Stokes, que já possui um tamanho e densidade determinados (MUGGLER *et al.*, 1997).

Contudo, esse método, apesar de preciso, apresenta algumas dificuldades, como (1) consumir muito tempo, já que demora cerca de um dia por amostra, principalmente para sedimentos $<2 \mu\text{m}$, e para os $<1 \mu\text{m}$ não é viável devido à influência da movimentação de Brownian (ALLEN, 1981; Di STEFANO *et al.*, 2010). (2) necessita de grandes quantidades de amostras (10 - 20 gramas) para obtenção

de resultados confiáveis (ESHEL *et al.*, 2004). (3) as distintas densidades das partículas são comumente assumidas como constantes ($2,65 \text{ Mg m}^{-3}$) o que não é verdadeiro, já que o solo varia de $1,66$ a $2,99 \text{ Mg m}^{-3}$ (VDOVIĆ *et al.*, 2010; MILLERE SCHAETZL, 2012; WANG *et al.*, 2013). (4) Resultados podem variar de acordo como laboratório, técnica, equipamento ou operador (WEN *et al.*, 2002). Isso faz com que a técnica SPM (Sieve-pipette method – método da peneira-densímetro) seja inviável para analisar uma grande quantidade de amostras (YANG *et al.*, 2015).

Esse foi um dos motivos que atraiu os pesquisadores a utilizarem um método tão eficiente quanto, porém mais rápido e prático. Assim métodos a laser, como é o caso do Malvern Mastersizer 2000, começaram a ser utilizados.

Alguns cientistas alegam, contudo, que métodos LDM (laser diffraction method – método de difração à laser) apresentam resultados não condizentes com o SPM (ESHEL *et al.*, 2004; YANG *et al.*, 2009; KOWALENKO E BABUIN, 2013). Porém outros cientistas alegam bom entendimento entre os métodos (WU *et al.*, 1993; MUGGLER *et al.*, 1997; CHEETHAM *et al.*, 2008). As divergências entre os métodos podem ser explicadas pelos jeitos diferentes de definir granulometria e heterogeneidade da mineralogia e morfologia do solo (YANG *et al.*, 2015).

Para melhorar o entendimento entre os métodos e poder usufruir de um método mais rápido e prático, Yang *et al.* (2015) propuseram uma correção dos valores LDM (laser diffraction method – método de difração a laser) para coincidir com valores SPM (sieve-pipette method – método da peneira-densímetro). Dessa forma, a partir dos resultados obtidos com método a laser é possível comparar com outros resultados previamente obtido através do método da Peneira-densímetro.

A seguir estão as equações propostas por Yang *et al.* 2015:

$$(1) \text{Argila}_{\text{SPM}} = 2,17 + 5,76 \text{ }^{(0,1 \cdot \text{ARGILA}_{\text{LDM}})}$$

$$(2) \text{Silte}_{\text{SPM}} = 10,3 + 0,68 \cdot \text{Silte}_{\text{LDM}}$$

$$(3) \text{Areias}_{\text{SPM}} = 6,83 + 0,81 \cdot \text{Areia}_{\text{LDM}}$$

$$(4) \text{Silte}_{\text{SPM}} = 100 - \text{Argila}_{\text{SPM}} - \text{Areias}_{\text{SPM}}$$

Para o seguinte estudo foram utilizadas as equações 1, 3 e 4.

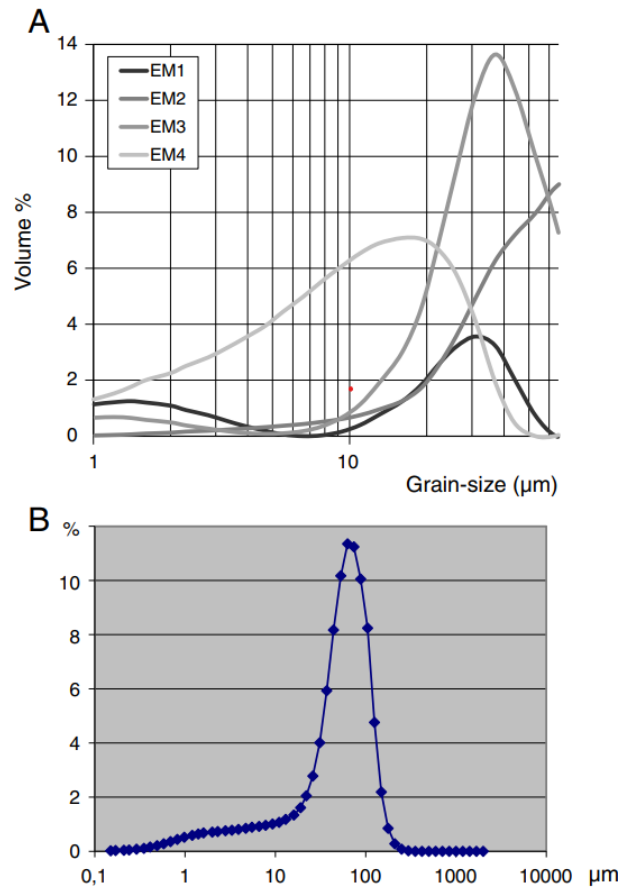


Figura 19: Modelos de gráficos típicos de granulometria (VANDENBERGHE, 2013).

4. RESULTADOS

Os dados obtidos pelo software do Malvern Mastersizer 2000 são gerados em porcentagens de cada fração granulométrica, sendo 99 frações no total. Ao somar essas porcentagens para cada amostra foi possível gerar o gráfico em escala logarítmica a seguir composto por curvas gaussianas (Figura 20).

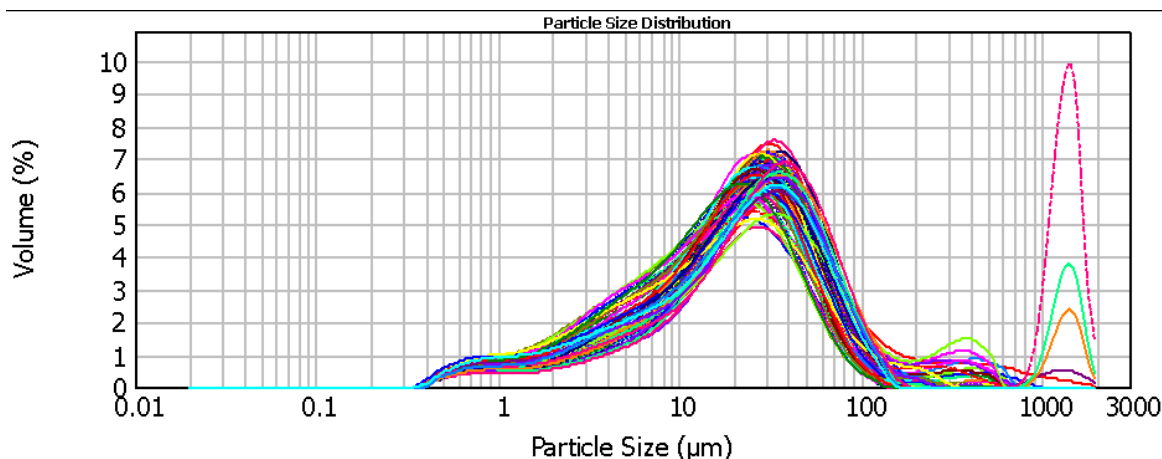


Figura 20: Sobreposição de curvas granulométricas gaussianas das 107 amostras analisadas.

Apesar do gráfico mostrar uma tendência bimodal isso só ocorre em 3 das 107 amostras, no intervalo de 16,3 a 17 metros, que apresentam além da granulometria fina um pico pertencente a algum material mais grosso, provavelmente areia.

Utilizando da convenção para granulometria é possível determinar a porcentagem que existe de cada classe podendo demonstrar de uma forma mais representativa a moda da seção. Iniciando da granulometria mais grossa, areia, ela possui uma representatividade entre 5 e 35%, em seguida existem duas frações de silte que juntas variam de 30 a 60%, por fim, a fração menos presente é a de argila, que não chega a 10%.

A figura a seguir (Figura 21) mostra as classes definidas por Vandenberghe (2013), baseadas na tabela 1, na qual é possível observar intervalos especificamente criados para tratar sedimentos do tipo *loess*.

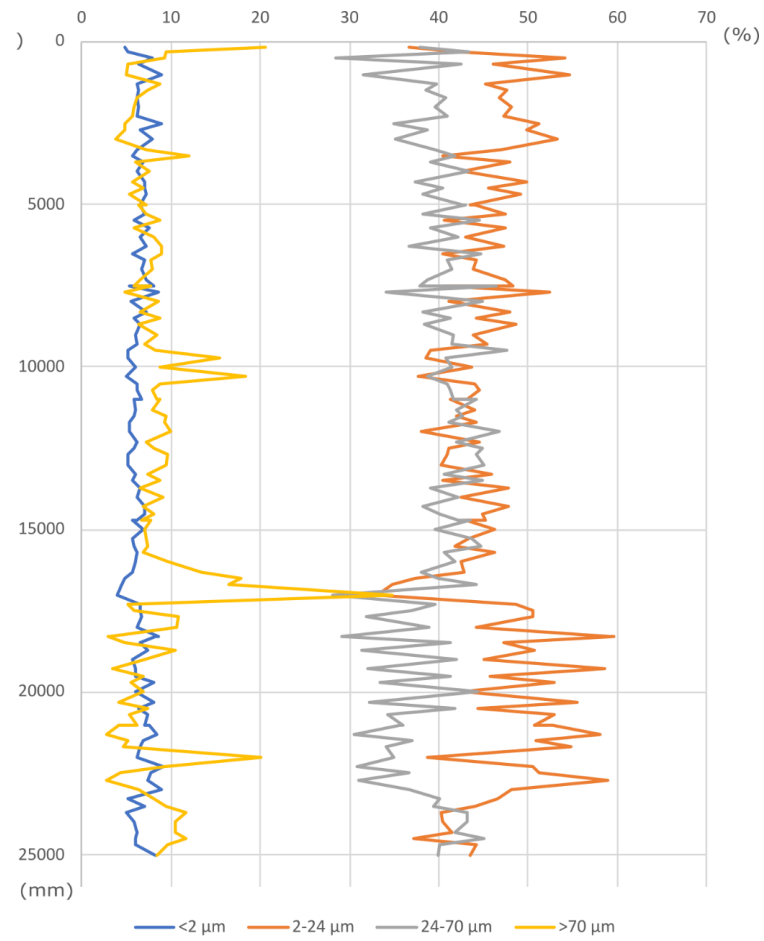


Figura 21: Gráfico da granulometria da seção Remizovka classificada de acordo com as classes de Vandenberghe (2013).

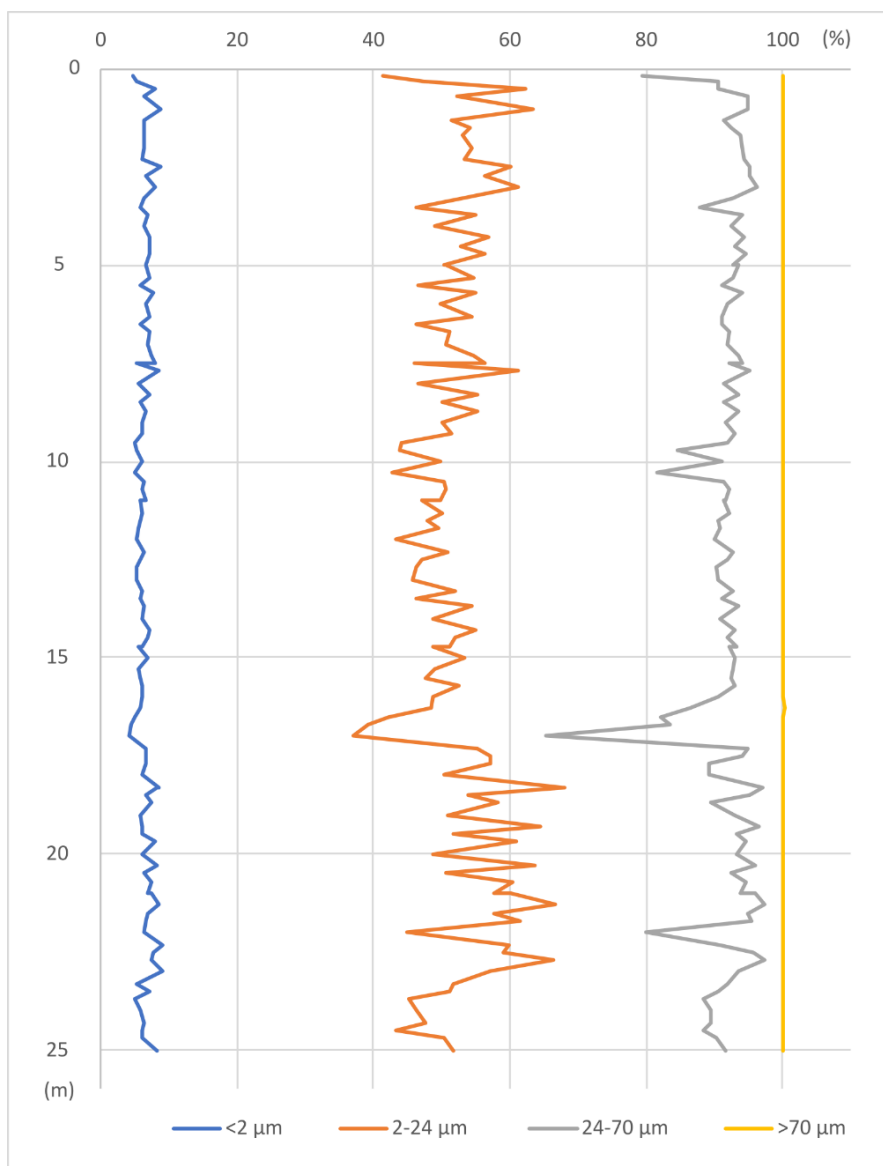


Figura 22: Gráfico da soma das classes granulométricas.

O gráfico (Figura 22) mostra a granulometria das quatro classes somadas gradativamente, sendo assim a primeira classe representa sedimentos de granulação <2 μm, em seguida essa porcentagem de sedimentos é somada à classe seguinte (2-24 μm), que por sua vez é somada à seguinte (24-70 μm) e por fim a classe >70 μm é adicionada as demais totalizando 100 %.

Essa soma é feita para que se observe a mudança de comportamento entre as diferentes classes, já que o total sendo 100% quando ocorre uma brusca mudança no gráfico, existe uma indicação de que houve algum evento que modificou a deposição de sedimentos, como pode ser observado entre 15 e 20 metros.

Quanto às análises de suscetibilidade magnética, o gráfico gerado (Figura 23) a partir das mesmas amostras analisadas quanto à granulometria, indica nos picos uma alta sedimentação e consequentemente nos baixos valores uma baixa sedimentação. Portanto, ao comparar o gráfico de granulometria com o de suscetibilidade magnética para cada amostra ao longo da estratigrafia é possível observar que são inversamente proporcionais nos locais de deposição de loess e nas fases de pedogênese, conforme observado por Rowntree *et al.* (2017) (Figura 16).

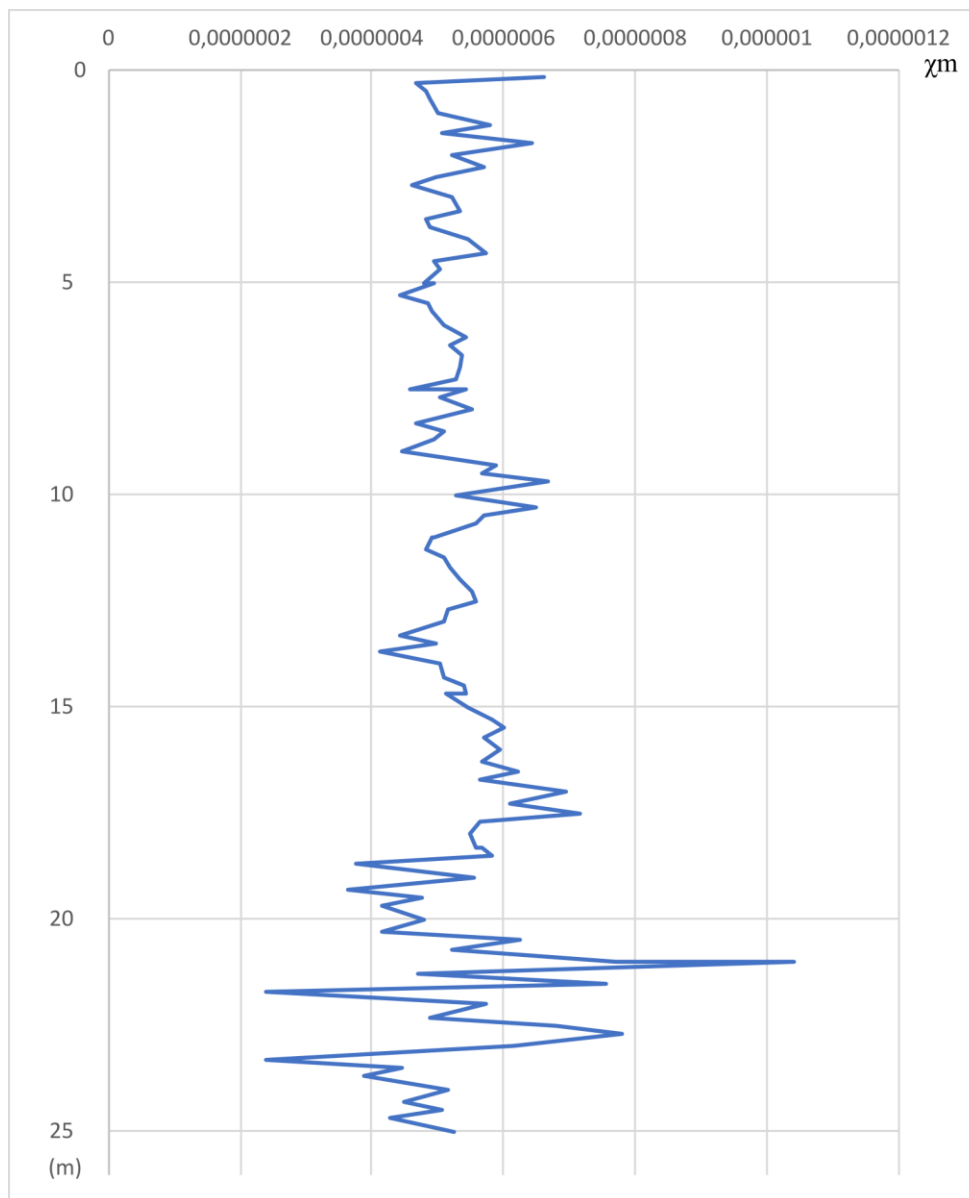


Figura 23: Gráfico de suscetibilidade magnética das 107 amostras pertencentes ao estudo.

Para melhor análise dos resultados obtidos foi realizada uma correlação entre granulometria, suscetibilidade magnética e estratigrafia (Figura 24), dessa forma é

possível observar a sequência das amostras comparando os resultados com a coluna estratigráfica proposta por Sprafke et al. (2018).

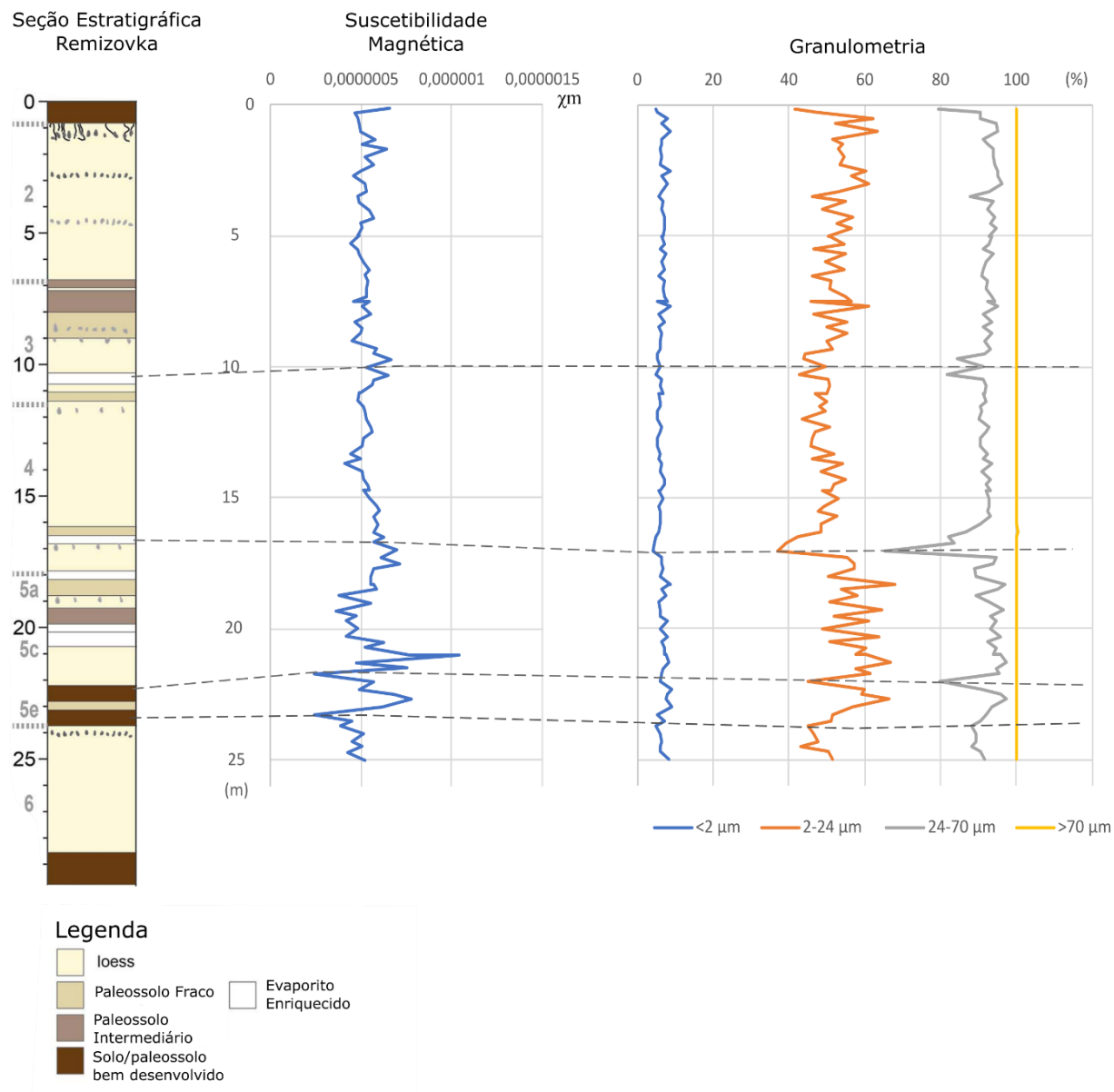


Figura 24: Correlação entre a soma das classes granulométricas das classes, susceptibilidade magnética e estratigrafia (Modificado de Sprafke et al. (2018)).

A partir da correlação apresentada na Figura 25 é possível observar uma mudança de comportamento em 3,5 m onde ocorre um leve pico descendente nas frações de silte ($2-70 \mu m$), assim como ocorre similarmente em 10 m, 17 m e 22 m. Além disso existe também anomalias na curva de susceptibilidade que ao ser

analisada juntamente com a granulometria devem apresentar comportamentos inversos, ou seja, onde ocorre um aumento na granulometria deve ocorrer uma diminuição no sinal magnético, assim como quando há mais deposição de *loess*, que é um sedimento mais fino, deve haver um aumento no sinal. A pequena variação que ocorre entre a metragem da seção de Sprafke et al. (2018) e os resultados obtidos no presente trabalho se deve ao fato de as amostras terem sido coletadas em momentos diferentes o que pode ter influenciado essa mudança, já que por ser próxima à cidade, a seção sofre com a atividade antrópica, considerando que existe uma pedreira no local que já retirou cerca de 6 metros de sedimento.

Outro resultado obtido foram os gráficos de correção segundo Yang et al. (2015) (Figura 25), que foram realizados para que os resultados obtidos através do Malvern Mastersizer 2000, que é um método de difração a laser, possa ser comparado com os demais resultados obtidos por outros autores que utilizaram o método SPM (sieve-pipette).

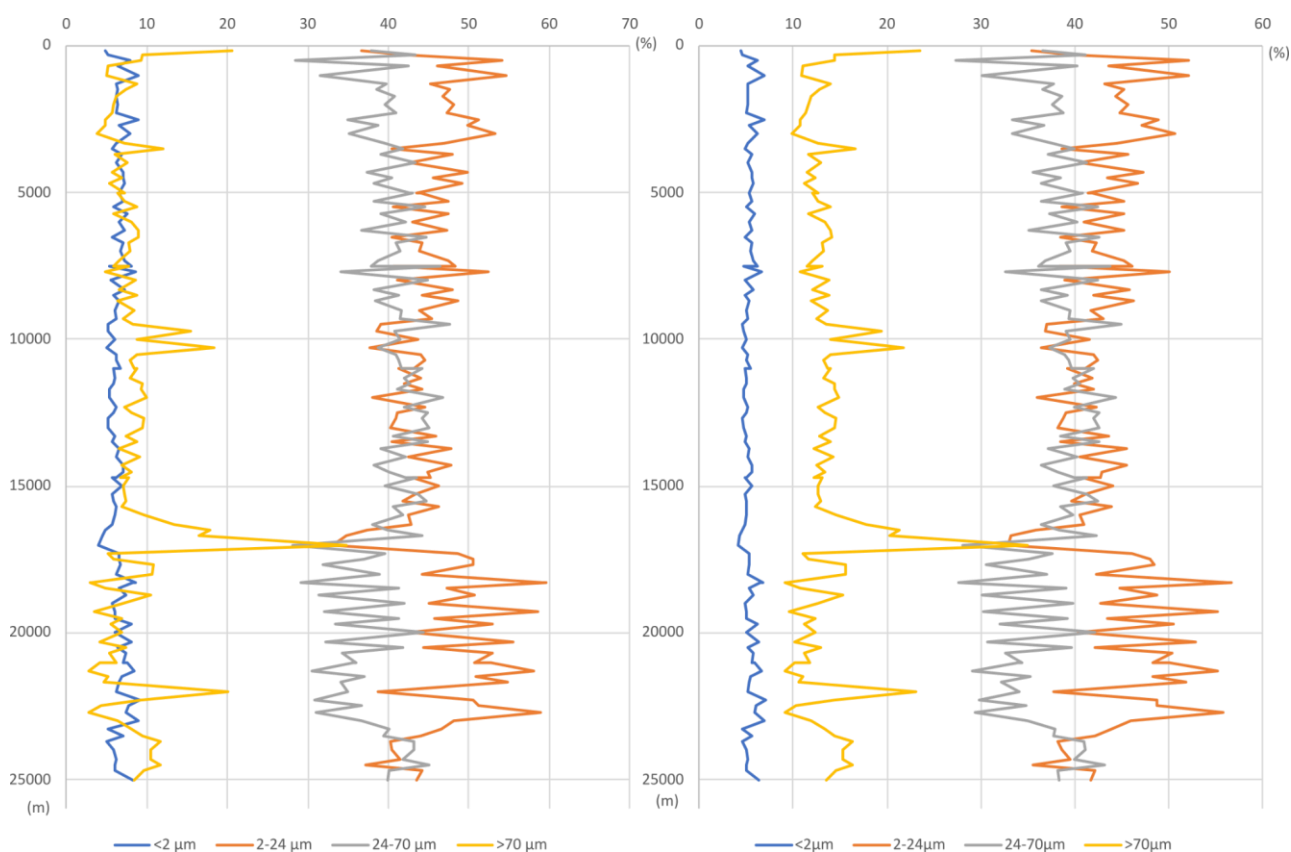


Figura 25: Gráfico de granulometria, à esquerda e corrigido segundo Yang et al. (2015) à direita.

5. DISCUSSÃO

O intuito da discussão é, a partir dos resultados obtidos determinar interpretações sobre a evolução geológico-sedimentar da área de estudo, para então caracterizar as condições e processos de deposição do *loess* na seção Remizovka, Cazaquistão.

Para entender essas condições e processos é preciso caracterizar os depósitos de *loess*, determinar os aparatos para sua classificação e, por fim, compreender as condições previamente conhecidas acerca da área de estudo. Essas etapas já foram realizadas e demonstradas em partes anteriores desse projeto. Porém, para lembrar é importante frisar que os depósitos de *loess* são formados em ambientes áridos e frios, onde ocorre interação de geleiras com erosão, seguido de transporte por rios glaciais e, por fim, deposição realizada pelo vento. Outra característica importante são os parâmetros de classificação dos sedimentos de tipo *loess*, que foram baseados no padrão descrito por Vandenberghe (2013). Por último vale ressaltar a existência de diversos estudos prévios na região, sendo o realizado por Sprafke et al. (2018) o mais recente. Neste os pesquisadores relacionam todos os dados existentes acerca da seção Remizovka, demonstrando que existe uma intercalação entre deposição de sedimentos do tipo *loess* e pedogêneses curtas marcadas por sedimentos mais grossos do tipo areia.

Por esse motivo, os resultados obtidos nesse projeto são comparados à compilação de dados feita por Sprafke et al. (2018) a fim de determinar se as ocorrências observadas condizem com a literatura.

A maior parte das amostras se encontra nos intervalos que foram classificados por Vandenberghe (2013) como 1.b e 1.c, eles correspondem a uma fração de silte médio a grosso (2-70 μm). O intervalo de 2-24 μm equivalem ao sedimento de *loess* do tipo 1.c é dividido em duas frações, sendo que a primeira (2-12 μm) pertence ao tipo 1.c.1 e a segunda (12-24 μm), ao tipo 1.c.2. O *loess* do tipo 1.c é caracterizado por sedimentos de granulação silte fino. A classe seguinte contempla sedimentos na faixa de 24-33 μm e se chama 1.b.3, em seguida está a classe 1.b.2 (33-44 μm) e por fim a classe 1.b.1 (44-70 μm), assim a fração silte se torna a dominante.

O tratamento dos resultados obtidos tanto com as análises granulométricas quanto com a suscetibilidade magnética permite uma melhor compreensão da estratigrafia e paleoambiente do local.

A Figura 24 que mostra a granulometria acompanhando verticalmente a estratigrafia juntamente com os resultados de suscetibilidade magnética, demonstra que, como mostrado nos resultados, houve mudanças na deposição de sedimentos em alguns estratos específicos (3,5; 10; 17 e 22 m).

A interpretação dessas mudanças abruptas na granulometria que foi transportada e sedimentada sugere que houve uma mudança tanto no tipo de agente de transporte quanto no tipo de deposição, sendo que há uma intercalação bastante expressiva entre deposições de *loess* em maior escala de tempo intercaladas por deposições de sedimentos mais grossos relacionados com eventos esporádicos de pedogênese.

A argila presente na seção é de baixa expressividade, chega a no máximo 5% em algumas amostras assim como na seção do Charryn Canyon (JOB, 2019). Contudo, processos eólicos não possuem competência para depositar argila, já em sistemas fluviais, a argila é depositada apenas em planícies de inundação. Portanto, pode-se dizer que a origem dos sedimentos argilosos seja pedogênica (Figura 26) (JOB, 2019).

Quanto ao sinal magnético ele varia conforme a concentração de minerais paramagnéticos, ferromagnéticos e diamagnéticos, sendo assim, quando há uma alta deposição de areia, considerando que normalmente ela é majoritariamente composta por quartzo, isso faz com que aumente consideravelmente a quantidade de material diamagnético, esse fator diminui o sinal magnético. Porém quando há formação de argilominerais são formados minerais como a biotita que são paramagnéticos e esses materiais fazem com que o sinal aumente.

Por esse motivo quando há deposição de *loess* e conseqüentemente de argila, já que ela mantém a coesão entre as partículas de silte, há um aumento no sinal magnético e quando ocorre a pedogênese e muito quartzo é depositado o sinal diminui.

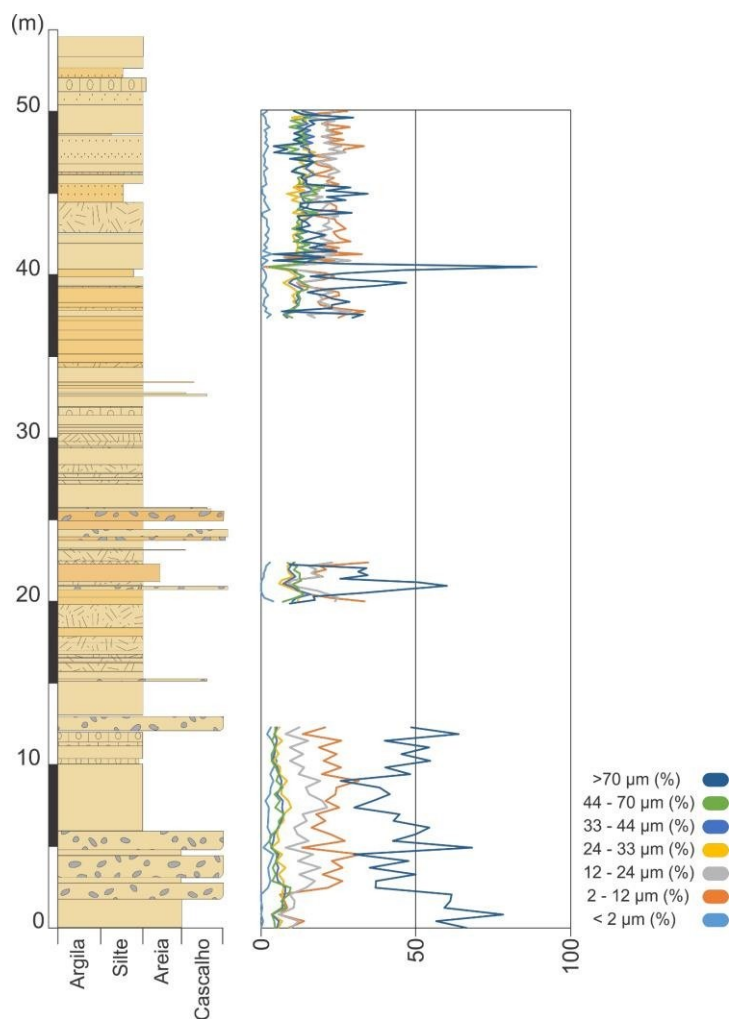


Figura 26: Seção granulométrica e curvas granulométricas de Job (2019).

Os processos pedogênicos, que se intercalam aos processos deposicionais de *loess*, é plausível a tal explicação para a existência de argila ao longo da seção. Como pode ser observado um solo pouco desenvolvido entre 5 e 10 metros. Porém, ao longo da seção não se nota grandes variações texturais e uma das hipóteses é que não houve transformação do sedimento em argila devido ao clima seco e que propicia, portanto, menos condições para ocorrer intemperismo. Porém, a existência clara dessas intercalações possibilitaria a identificação de horizontes notavelmente argilosos, contudo, isso não ocorre em nenhum ponto da seção Remizovka.

Logo, é possível compreender que a presença *in situ* de sedimentos da fração argila de origem pedogênica, porém modesta em termos de argilominerais, sendo, assim, muito mais marcada por carbonatos, observados durante a fase de preparação de amostras do presente trabalho. A pedogênese com estas características permite interpretar um ambiente semiárido a árido, uma vez que, a pouca disponibilidade de

água inibe o intemperismo químico responsável por formar argilominerais e favorece a formação de carbonatos (JOB, 2019).

Quanto às frações de silte, fino (2-24 μm) e médio a grosso (24-70 μm), tratando-se das classes 1.b e 1.c, segundo Vandenberghe (2013), ocorrem dois processos distintos de deposição nessas frações, o primeiro, que atua durante todas as estações do ano, são nuvens em suspensão em grandes altitudes e pode transportar sedimentos da classe 1.c por centenas ou milhares de quilômetros. O segundo mecanismo é também em nuvens de suspensão, porém mais baixas e próximas à superfície, elas carregam silte da classe 1.b e ocorrem principalmente durante a primavera. todas as classes comportam transporte por suspensão o que mostra uma predominância de depósitos eólicos, dessa forma pode-se concluir que são verdadeiros depósitos de *loess* que previamente foram de ambiente fluvial de geleira, como determinado por Vandenberghe (2013) e exemplificado na Tabela 1. Ambas as classes são as que mais ocorrem na seção, chegando a ser 60% do total de sedimentos, além disso é possível observar que as regiões do gráfico de granulometria entre os eventos pedogênicos são de depósitos de *loess*, o que é mostrado pela constância do gráfico e ao ser comparado com o gráfico realizado por Sprafke et al. (2018) em que os estratos de *loess* condizem com a granulometria do presente estudo.

Para a fração de areia, determinada por Vandenberghe (2013) como sendo > 70 μm , a origem é proximal e corresponde à classe 1.a. Ela ocorre em toda a seção, porém existem alguns picos de expressividade que ocorrem em 3,5 m, 10 m, 13 m e 22 m. Esses locais condizem tanto na suscetibilidade magnética quanto na estratigrafia com complexos pedogênicos. Dessa forma é possível dizer que provavelmente houve mudanças climáticas para ocorrer presença de água para o transporte e deposição de sedimentos mais grossos. Contudo essas ocorrências são breves e em muitos momentos condizem com eventos climáticos como o MIS (*Marine Isotope Stage* – Estágio de isótopo marinho). São eventos de mudanças climáticas da Terra, que oscilam entre frio e calor, eventos glaciais apresentam números pares, enquanto os de alta temperatura são representados por números ímpares. O fato destes eventos coincidirem com a pedogênese significa que o acúmulo de sedimentos >70 μm ocorrem no evento quente do MIS, enquanto o evento frio é dominado pela deposição de *loess*.

O MIS 5, ocorre em 130 Ka, o que condiz com o metro 22 da seção, assim como condiz com a seção de Sprafke et al. (2018). Nesse intervalo ocorre uma grande pedogênese, não extensa em tempo, mas modifica muito a granulometria do local sendo um dos maiores picos encontrados no gráfico. Os MIS 4 e 3, mais recentes também condizem com eventos de pedogênese, mas por falta de dados de datação não é possível dizer se podem ser relacionados aos outros eventos de pedogênese identificados na seção deste trabalho.

Sprafke et al (2018) revisaram trabalhos mais antigos relacionados à seção Remizovka e conseguiram datar uma coluna de mais de 30 metros de profundidade. De acordo com estes autores, é possível interpretar que a seção deste trabalho, que varia de 0,15 a 25 metros, possui uma idade aproximada de 18,5 a 130 Ka.

A suscetibilidade magnética apresenta um papel importante na conclusão dos resultados. De acordo com Thompson e Morton (1979), a granulometria encontrada no local é inversamente proporcional ao sinal magnético, então em locais com maior granulometria, paleossolos, a tendência é existir um menor sinal, enquanto nos locais com presença de *loess* existe um maior sinal de suscetibilidade magnética. Portanto, ao observar os resultados obtidos é possível dizer que essa inversão realmente ocorre na maioria das amostras, como pode ser visto no gráfico da Figura 24.

A conclusão mais plausível ao integrar os dados de granulometria com os resultados de suscetibilidade magnética é de que houve períodos intercalados de glaciação e interglaciais, uma vez que em períodos glaciais há um aumento na sedimentação e conseqüentemente um aumento no sinal obtido através da suscetibilidade magnética, como mostrado por Rowntree, Van der Waal e Pulley (2017).

Comparando o presente estudo com demais estudos realizados em diferentes seções é possível observar que a seção do Charyn Canyon apresenta uma maior granulometria se distanciando da fração *loess* (JOB, 2019). Tal seção está situada a leste da presente seção, porém mostra mecanismos deposicionais distintos, apesar de a conclusão sobre o paleoambiente ser a mesma, um ambiente seco e frio.

A seção apresentada ainda apresenta certa homogeneidade ao longo da estratigrafia, os períodos glaciais mostram uma granulometria bastante similar,

enquanto os interglaciais mostram mais variabilidade na sedimentação, oscilando mais os números de porcentagem das classes.

Por fim, diversos autores ao longo do tempo estudaram a seção Remizovka o trabalho de Machalett et al. (2008) foi o primeiro a definir uma coluna estratigráfica para a seção. Essa coluna continha cerca de 80 metros de espessura e os autores diziam que a seção cobria mais do que sete ciclos glaciais, sendo que hoje o método da luminescência descarta tal interpretação, visto que as idades obtidas nunca ultrapassaram 100 ka. Em seguida, Feng et al. (2011) estudaram a mesma porção da seção e dataram baseados em radiocarbono de caramujos e matéria orgânica (33 - 46 ka) em uma seção de 10,5 metros, enquanto Nigmatova (2009) fez um estudo palinológico que detectou numerosas espécies de estepe relacionadas a um solo enterrado bem desenvolvido. Fitzsimmons et al. (2017) dataram e estudaram os 8 primeiros metros da seção. Por fim, Sprafke et al. (2018) juntaram essas e outras pesquisas no local e conseguiu relacionar as idades e colunas estratigráficas com suas próprias conclusões a respeito da seção Remizovka.

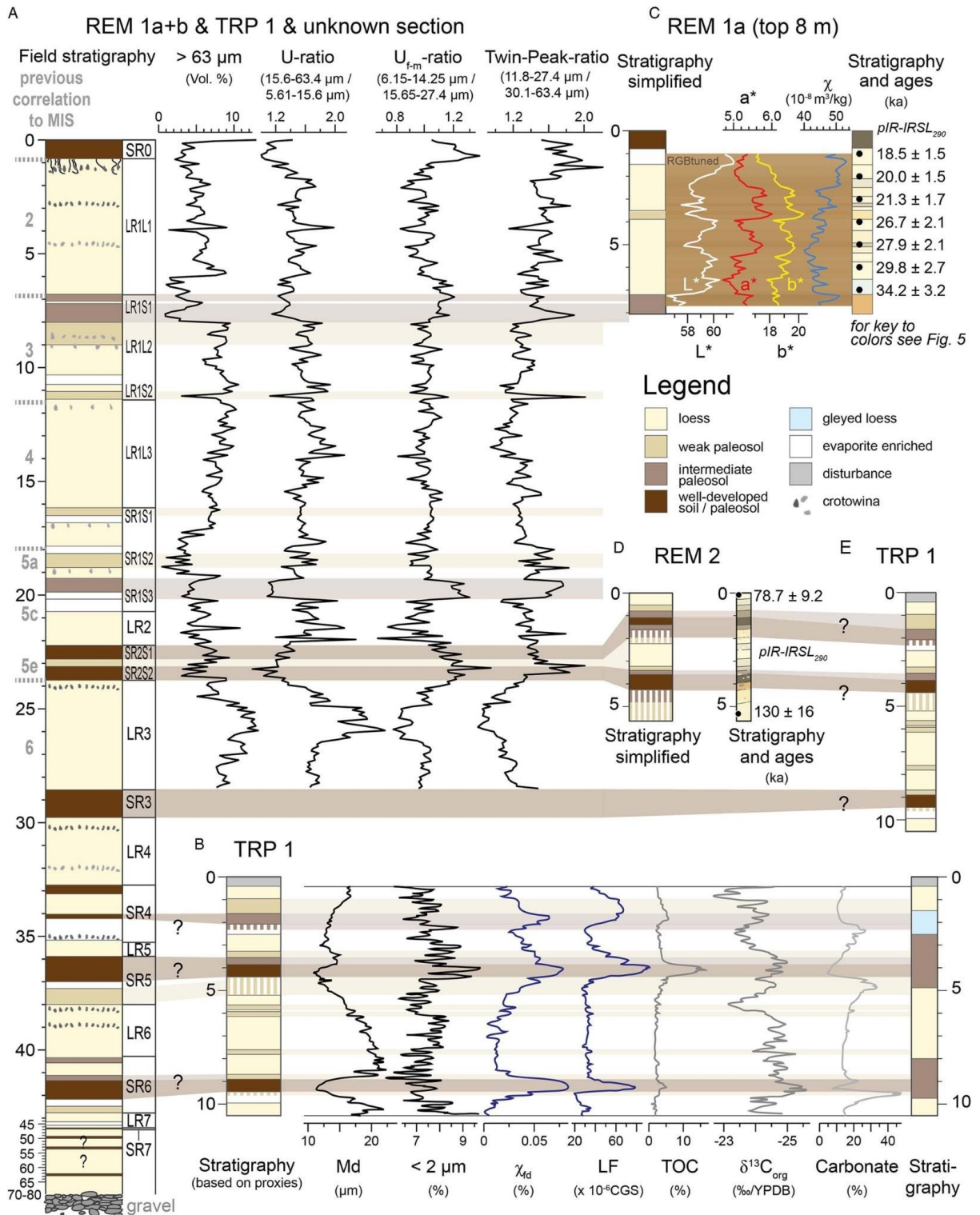


Figura 27: Relação estratigráfica entre autores (Sprafke et al., 2018).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando que foram observados dois paleoambientes distintos é preciso abordar cada um de uma forma diferente. Eles não estão separados em diferentes seções, mas intercalados, o que significa dizer que existiu variação de temperatura durante o período de sedimentação, dessa forma gerando uma intercalação de paleoambientes.

O ambiente glacial é marcado por alta taxa de sedimentação e baixa granulação fina dos sedimentos, depositando principalmente *loess* de forma eólica. Dessa forma, é possível interpretar que os sedimentos foram gerados pela movimentação das geleiras situadas no alto das montanhas e carregados com o derretimento das mesmas, uma vez secos, eles são carregados por suspensão pelo vento e depositados na forma de *loess*.

Em contrapartida, o ambiente interglacial é marcado por temperaturas mais altas e menor taxa de sedimentação, além de apresentar uma maior granulometria dos sedimentos e menor índice de seleção dos mesmos. Esse aumento na granulometria é um indício de um ambiente menos seletivo, porém suficientemente para que os sedimentos continuem sendo transportados pelo vento, contudo gerando um paleossolo ao invés de um depósito de *loess*.

Porém, segundo Kukla (1987); Ding et al. (2002); Porter (2013), ainda é incerto se o LPS Remizovka apresenta uma resposta paleoambiental distinta para as mudanças climáticas globais, que difere do LPS presente no *loess* do Platô da China (CLP) e da Europa (MARCOVIC et al., 2011).

Outra incerteza é o período em que se deu a deposição primária de *loess*, dentro do MIS 5 ou então se corresponde a algum pico relativo no volume de gelo global.

Por fim, apesar de ser possível determinar momentos de aumento de granulometria que em sua maioria condizem com diminuição do sinal magnético, existem alguns locais em que esses eventos não condizem com a estratigrafia proposta. Isso pode ser explicado pela ação antrópica em Almaty que degradou quase 6 metros de sedimentos por conta de um empreendimento de pedreira no local, ou algum equívoco na interpretação ou análise das amostras.

Apesar da prévia determinação dos paleoambientes da seção Remizovka, mas para um melhor entendimento regional é necessário que haja mais pesquisas nos arredores e na própria seção, dessa forma é possível uma melhor integração dos dados e possibilita determinar um paleoambiente com maior probabilidade de êxito.

7. REFERÊNCIAS

- ABYAD, A. N. Engineering Characteristics of Loess. Tese de Doutorado. Oklahoma State University. 1967.
- AITKEN, M. J. Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Clarendon Press, 1998.
- ALLEN, Terence. Particle size measurement. Springer, 2013.
- AN, Z.S., KUKLA, G., PORTER, S.C., XIAO, J.L. Late Quaternary dust flow on the Chinese loess plateau. *Catena* 18 (2), 125–132, 1991.
- ANKJÆRGAARD, C. et al. Violet stimulated luminescence dating of quartz from Luochuan (Chinese loess plateau): Agreement with independent chronology up to ~600 ka. *Quaternary Geochronology*, v. 34, p. 33-46, 2016.
- AUBEKEROV, B. Z., CHALIHJAN, E. V., and ZAKUPOVA, S. A. Izmeneniya klimata i paleogeograficheskikh usloviy Centralnogo Kazakhstana v pozdnelednikovye i golocene (Variations of climate and palaeogeographical conditions in Central Kazakhstan during the Late Glaciation and Holocene) pp. 98–102. In: *Paleoclimati Pozdnelednikovia i Golocena* (in Russian). Moscow: Nauka Publishers, 1989.
- BURTMAN, V.S. Geodynamics of Tibet, Tarim, and the Tien Shan in the Late Cenozoic, *Geotecton.*, 46, 185–211, 2012.
- BUYLAERT, J. et al. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, v. 41, n. 3, p. 435-451, 2012.
- CALLESEN, I., KECK, H., & ANDERSEN, T. J. Particle size distribution in soils and marine sediments by laser diffraction using Malvern Mastersizer 2000—method uncertainty including the effect of hydrogen peroxide pretreatment. *Journal of Soils and Sediments*, 18(7), 2500-2510, 2018.
- CHENG, H., ZHANG, P. Z., SPOTL, C., EDWARDS, R. L., CAI, Y. J., ZHANG, D. Z., SANG, W. C., TAN, M., AND AN, Z. S. The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L01705, 2012.
- CHEETHAM, M. D. et al. A comparison of grain-size analysis methods for sand-dominated fluvial sediments. *Sedimentology*, v. 55, n. 6, p. 1905-1913, 2008.
- COBBOLD, P. R., DAVY, P., GAPAIS, D., ROSSELLO, E. A., SADYBAKASOV, E., THOMAS, J. C., ... & DE URREIZTIETA, M. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, v. 86, n. 1-2, p. 77-89, 1993

DETTMAN, D. L., KOHN, M. J., QUADE, J., RYERSON, F. J., OJHA, T. P., AND HAMIDULLAH, S. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y., *Geology*, 29, 31– 34, 2001.

DING, Z. L. et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, n. 3-4, p. 387-400, 2002.

DI STEFANO, C.; FERRO, V.; MIRABILE, S. Comparison between grain-size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Biosystems engineering*, v. 106, n. 2, p. 205-215, 2010.

DODONOV, A.E. Loess of Central Asia. *GeoJournal* 24, 185-194, 1991.

ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G. Finite strain calculations of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676, 1986.

ELLWOOD, BROOKS, B.; BALSAM, W. L.; ROBERTS, H. H. Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trends from magnetic susceptibility measurements of surface samples. *Marine Geology*, v. 230, n. 3-4, p. 237-248, 2006.

ESHEL, G.; LEVY, G.J.; MINGELGRIN, U. and SINGER, M.J. Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68:736–743. doi:10.2136/sssaj2004.7360, 2004.

FENG, Z.D., RAN, M., YANG, Q.L., ZHAI, X.W., WANG, W., ZHANG, X.S., HUANG, C.Q. Stratigraphies and chronologies of late Quaternary loess-paleosol sequences in the core area of the central Asian arid zone. *Quaternary International* 240 (1-2), 156-166, 2011

FITZSIMMONS, K.E., MARKOVIC, S., HAMBACH, U. Pleistocene environmental dynamics recorded in the loess of the middle and lower Danube basin. *Quaternary Science Reviews* 41, 104 – 118, 2012.

FITZSIMMONS, K.E., SPRAFKE, T., ZIELHOFER, C., GÜNTER, C., DEOM, J. M., SALA, R., & IOVITA, R. Loess accumulation in the Tian Shan piedmont: Implications for palaeoenvironmental change in arid Central Asia. *Quaternary international*, v. 469, p. 30-43, 2016.

FITZSIMMONS, K. E. et al. Loess accumulation in the Tian Shan piedmont: Implications for palaeoenvironmental change in arid Central Asia. *Quaternary International*, v. 469, p. 30-43, 2018.

FRECHEN, M., OCHES, E.A., and KOHFELD, K.E. Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews* 22: 1835–1857, 2003.

GEE, G.W., and BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: A. Klute, editor, *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. Agron. Monogr. No. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. p. 383-411, 1986.

HELLWIG, A. et al. Late Oligocene to early Miocene humidity change recorded in terrestrial sequences in the Ili Basin (south-eastern Kazakhstan, Central Asia). *Sedimentology*, v. 65, n. 2, p. 517-539, 2018.

HU, L.J. 2004. *Physical geography of the Tianshan Mountains in China.* China Environmental Science Press, Beijing. 2004.

IRIONDO, M.H. Map of the South American Plains — Its present state. In: Rabassa, J. (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, vol. 6, pp. 297–308, 1988.

IRIONDO, MARTIN; KRÖHLING, D. The tropical loess. In: *Proceedings of the 30th International Geological Congress. International Union of Geological Sciences Beijing, 1997.* p. 61-77.

JAIN, M. et al. Further investigations on ‘non-fading’ in K-Feldspar. *Quaternary International*, v. 362, p. 3-7, 2015.

JOB, G.B. Análise granulométrica de depósitos do tipo loess no Charyn Canyon, Cazaquistão. *Monografia*, 2019.

KANG, S. et al. A high-resolution quartz OSL chronology of the Taledo loess over the past ~ 30 ka and its implications for dust accumulation in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary Geochronology*, v. 30, p. 181-187, 2015.

KES, A. S., MAMEDOV, E. D., KHONDKARYAN, S. O., TROFIMOV, G. N. and KREMENETSKY, K.V. Stratigrafija i paleografija ravninnih oblaster Srednej Azii v pozdnem pleistocene i golocene (Plains of northern central Asia during the Late Pleistocene and Holocene: Stratigraphy and palaeogeography) (in Russian), pp. 82–87. In: *Evolution of Landscapes and Climates of the Northern Eurasia* (Velichko, A. A., Ed.). Moscow: Nauka Publishers, 1993.

KOWALENKO, C. G.; BABUIN, D. Inherent factors limiting the use of laser diffraction for determining particle size distributions of soil and related samples. *Geoderma*, v. 193, p. 22-28, 2013.

KUKLA, G.J. Correlations between loesses and deep-sea sediments. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 92, 148–180, 1970.

KUKLA, George. Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews*, v. 6, n. 3-4, p. 191-219, 1987.

KUKLA, G.J, AN, Z. Loess stratigraphy in Central China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 72, 203–225, 1989.

- KUKLA, G. et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 81, n. 4, p. 263-288, 1990.
- LAUER, T. et al. The Agh Band loess-palaeosol sequence—A terrestrial archive for climatic shifts during the last and penultimate glacial–interglacial cycles in a semiarid region in northern Iran. *Quaternary international*, v. 429, p. 13-30, 2017.
- LI, J.F. *Climate in Xinjiang*. China Meteorological Press, Beijing. 1991.
- LI, Y., SONG, Y., YAN, L., CHEN, T., & AN, Z. Timing and spatial distribution of loess in Xinjiang, NW China. *PLoS One*, 10(5), e0125492, 2015.
- LI, G. et al. Paleoenvironmental changes recorded in a luminescence dated loess/paleosol sequence from the Tianshan Mountains, arid central Asia, since the Penultimate Glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 448, p. 1-12, 2016.
- LI, Y., SONG, Y., FITZSIMMONS, K. E., CHEN, X., WANG, Q., SUN, H., & ZHANG, Z. New evidence for the provenance and formation of loess deposits in the Ili River Basin, Arid Central Asia. *Aeolian research*, v. 35, p. 1-8, 2018.
- LIOUBIMTSEVA, E. Arid environments. In: Shahgedanova, M. (Ed.), *Physical Geography of Northern Eurasia*. Oxford University Press, Oxford 571pp, 2002
- LIOUBIMTSEVA, E., COLE, R., ADAMS, J. M., & KAPUSTIN, G. Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia. *Journal of Arid Environments*, v. 62, n. 2, p. 285-308, 2005.
- LIU, T., CHANG, T. The “Huangtu” (Loess) of China. Rept. 6th INQUA Congress, Warsaw 1961. 4. pp. 503–534, 1962.
- LIU, T. *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing, pp. 1 – 251. 1985.
- LIU, T. *Loess in China*, 2nd edn. Beijing: China Ocean Press Berlin: Springer-Verlag, 1988.
- LIU, X., SUN, H., MIAO, Y., DONG, B., YIN, Z.-Y. Impacts of uplift of northern Tibetan Plateau and formation of Asian inland deserts on regional climate and environment. *Quaternary Science Reviews* 116, 1e14, 2015.
- LIU, X., SUN, Y., VANDENBERGHE, J., LI, Y., & AN, Z. Palaeoenvironmental implication of grain-size compositions of terrace deposits on the western Chinese Loess Plateau. *Aeolian research*, v. 32, p. 202-209, 2018.
- LU, H. Y.; AN, Z. S. Pretreatment methods in loess–palaeosol granulometry, *Chinese Sci. Bull.*, 42, 237–240, 1997.

- MA, Z., MERKUS, H. G., DE SMET, J. G., HEFFELS, C., & SCARLETT, B. New developments in particle characterization by laser diffraction: size and shape. *Powder Technology*, 111(1-2), 66-78, 2000.
- MACHALETT, B., FRECHEN, M., HAMBACH, U., OCHES, E.A., ZÖLLER, L., MARKOVIC, S.B. The loess sequence from Remisowka (northern boundary of the Tien Shan Mountains, Kazakhstan) part I: luminescence dating. *Quaternary International* 152-153, 192-201, 2006.
- MACHALETT, B., OCHES, E. A., FRECHEN, M., ZOLLER, L., HAMBACH, U., MAVLYANOVA, N. G., MARKOVIC, S. B., AND ENDLICHER, W. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front, *Geochem.Geophys. Geosy.*, 9, Q08Q09, 2008.
- MARKOVIĆ, S. B. et al. Danube loess stratigraphy—Towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth-Science Reviews*, v. 148, p. 228-258, 2015.
- MARKOVIĆ, S.B., FITZSIMMONS, K.E., SPRAFKE, T., GAVRILOVIĆ, D., SMALLEY, I.J., JOVIĆ, V., SVIRČEV, Z., GAVRILOV, M.B., BEŠLIN, M. The history of Danube loess research. *Quat. Int.* 399, 86–99, 2016
- MARKOVIĆ, S. B., STEVENS, T., MASON, J., VANDENBERGHE, J., YANG, S., VERES, D. & HAO, Q. Loess correlations – Between myth and reality. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 509, p. 4-23, 2018.
- MILLER, B. A.; SCHAETZL, R. J. Precision of soil particle size analysis using laser diffractometry. *Soil Science Society of America Journal*, v. 76, n. 5, p. 1719-1727, 2012.
- MOLNAR, P. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Am. Sci.*, 77: 350-360, 1989.
- MUGGLER, C. C.; PAPE, T.H; BUURMAN, P. Laser grain-size determination in soil genetic studies 2. Clay content, clay formation, and aggregation in some Brazilian Oxisols. *Soil Science*, v. 162, n. 3, p. 219-228, 1997.
- MUHS, D. R. & BETTIS, E. A. III. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate- driven sedimentary extremes. Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 370, pp. 53–74, 2003.
- MUHS, D.R., MCGEEHIN, J.P., BEANN, J., and FISHER, E. Holocene loess deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. *Quaternary Research* 61: 265–276, 2004.
- MUHS, D. R. Loess Deposits: Origins And Properties. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Pages 573-584, 2014.

- NAGATA, T. Rock magnetism. Maruzen Company, 1961.
- PÉCSI, M. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary international*, 7, 1-21, 1990.
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Tauchnitz, Leipzig, 1909.
- PETROV, M. P. Deserts of the World. New York: John Wiley & Sons, 1976.
- PYE, K. Aeolian Dust and Dust Deposits. 334 Academic Press, London, 1987.
- PYE, K. The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* 14, 653–667, 1995.
- RAN, M., FENG, Z.D. Variation in carbon isotopic composition over the past ca. 46,000 yr in the loess–paleosol sequence in central Kazakhstan and paleoclimatic significance. *Organic Geochemistry* 73, 47–55, 2014.
- ROBERTS, H. M. The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. *Boreas*, v. 37, n. 4, p. 483-507, 2008.
- ROUSSEAU, D.D. & KUKLA, G.J. Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section, Nebraska, based on land snail assemblages and magnetic susceptibility. *Quaternary Research* 42: 176–187, 1994.
- ROWNTREE, K.M., VAN DER WAAL, B.W., & PULLEY, S. Magnetic susceptibility as a simple tracer for fluvial sediment source ascription during storm events. *Journal of environmental management*, 194, 54-62, 2017.
- ROZYCKI, S.Z. Loess and loess-like deposits. Warsaw: Ossolineum Press, Polish Academy of Sciences, 1991.
- SCHULTE, P., SPRAFKE, T., RODRIGUES, L., & FITZSIMMONS, K. E. Are fixed grain size ratios useful proxies for loess sedimentation dynamics? Experiences from Remizovka, Kazakhstan. *Aeolian research*, v. 31, p. 131-140, 2017
- SHIMEK, B. The loess of Natchez, Mississippi. *Am. Geol.* 30, 279–299, 1902.
- SMALLEY, I.J., VITA FINZI, C. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of “desert” loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 766e774, 1968.
- SMALLEY, I.J. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 14: 645–651, 1995.
- SMALLEY, I.J., DERBYSHIRE, E. The definition of ice-sheet and mountain loess. *Area* 22, 300e301, 1990.

SMALLEY, I.J., KRINSLEY, D.H. Loess deposits associated with deserts. *Catena* 5, 53e66, 1978.

SMALLEY, I. J. et al. The formation of loess deposits in the Tashkent region and parts of Central Asia; and problems with irrigation, hydrocollapse and soil erosion. *Quaternary International*, v. 152, p. 59-69, 2006.

SPRAFKE, T.; THIEL, C.; TERHORST, B.. From micromorphology to palaeoenvironment: the MIS 10 to MIS 5 record in Paudorf (Lower Austria). *Catena*, v. 117, p. 60-72, 2014.

SPRAFKE, T.; OBREHT, I. Loess: Rock, sediment or soil—What is missing for its definition?. *Quaternary International*, v. 399, p. 198-207, 2016.

SPRAFKE, T., FITZSIMMONS, K. E., GRÜTZNER, C., ELLIOT, A., MARQUER, L., & NIGMATOVA, S. Reevaluation of Late Pleistocene loess profiles at Remizovka (Kazakhstan) indicates the significance of topography in evaluating terrestrial paleoclimate records. *Quaternary Research*, 89(3), 674-690, 2018.

SOERGEL, W. The Diluvial Terraces of Ilm and Their Importance for the Subdividing the Ice Age, Jena, Germany, 1924.

SOCHAN, A.; POLAKOWSKI, C.; ŁAGÓD, G. Impact of optical indices on particle size distribution of activated sludge measured by laser diffraction method. *Ecological Chemistry and Engineering S*, v. 21, n. 1, p. 137-145, 2014.

SONG, Y., SHI, Z., FANG, X., NIE, J., NAOTO, I., QIANG, X., & WANG, X. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau. *Science China Earth Sciences*, 53(3), 419-431, 2010.

SONG, Y., CHEN, X., QIAN, L., LI, C., LI, Y., LI, X., ... & AN, Z. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary international*, v. 334, p. 61-73, 2014.

STEVENS, T. et al. Reinterpreting climate proxy records from late Quaternary Chinese loess: a detailed OSL investigation. *Earth-Science Reviews*, v. 80, n. 1-2, p. 111-136, 2007.

STUUT, J.B., SMALLEY, I., O'HARA-DHAND, K.. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198, 234–345, 2009.

TARASOV, P. E. Evlutsia klimata i landshaftov Severnogo i centralnogo Kazakhstana (Climatic and landscape evolution of northern and central Kazakhstan) (in Russian). PhD thesis, Moscow State University, Moscow, Russia (1992).

TARASOV, P.E., T. WEBB III, A.A. ANDREEV, N.B. AfANASEVA, N.A. BEREZINA, L.G. BEZUSKO, T.A. BLYAKHARCHUK, N.S. BOLIKHOVSKAYA, R. CHEDDADI, M. M. CHERNAVSKAYA, G.M. CHERNOVA, N.I. DOROFYUK, V.G. DIRKSEN,

G.A. ELINA, L.V. FILIMONOVA, F.Z. GLEBOV, J. GUIOT, V.S. GUNOVA, S.P. HARRISON, D. JOLLY, V.I. KHOMUTOVA, E.V. KVAVADZE, I.M. OSIPOVA, N.K. PANOVA, I.C. PRENTICE, L. SAARSE, D.V. SEVASTYANOV, V.S. VOLKOVA, and V.P. ZERNITSKAYA. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the former Soviet Union and Mongolia. *J. Biogeogr.*, 25: 1029–1053, 1998.

THIEL, C. et al. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria)—Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, v. 234, n. 1-2, p. 23-31, 2011.

THOMPSON, R.; MORTON, D. J. Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, n. 3, p. 801-811, 1979.

ÚJVÁRI, G., KOK, J. F., VARGA, G., & KOVÁCS, J. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews*, v. 154, p. 247- 278, 2016.

VANDENBERGHE, J., RENSSSEN, H., VAN HUISSTEDEN, J., NUGTEREN, G., KONERT, M., LU, H., DODONOV, A., BUYLAERT, J.P. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2380–2389, 2006.

VANDENBERGHE, J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. *Earth-Science Reviews*, v. 121, p. 18-30. 2013.

VARUSCHENKO, S. I., A. N. VARUSCHENKO, and R. K. KLIGE. *Izmenenija rezima Kaspijskogo morja i besstochnih vodoemov v paleovremeni (Variations of the Caspian Sea regime and of closed lakes in palaeotimes)* (in Russian). Moscow: Nauka Publishers, 1987.

VELICHKO, A. A., V. A. KLIMANOV, and A. V. BELYAEV. Caspian Sea and Volga River 5.5 and 125 thousands years before present. *Priroda*, 3: 60–66 (in Russian), 1987.

VEROSUB, K.L., FINE, P., SINGER, M.J., and TENPAS, J. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology* 21: 1011–1014, 1993.

VDOVIĆ, N.; OBHOĐAŠ, J.; PIKELJ, K. Revisiting the particle-size distribution of soils: comparison of different methods and sample pre-treatments. *European Journal of Soil Science*, v. 61, n. 6, p. 854-864, 2010.

VLAMINCK, S. et al. Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): Insights into late Pleistocene climate change. *Quaternary International*, v. 399, p. 122-135, 2016.

WANG, W.P. et al. Evaluation of laser diffraction analysis of particle size distribution of typical soils in China and comparison with the Sieve-Pipette method. *Soil science*, v. 178, n. 4, p. 194-204, 2013.

WEISCHET, W., ENDLICHER, W. Regionale Klimatologie. Teil 2: Die Alte Welt. Europa, Afrika, Asien. Teubner, Stuttgart Leipzig. 2000.

WEN, B.; AYDIN, A.; DUZGOREN-AYDIN, NURDAN, S. A comparative study of particle size analyses by sieve-hydrometer and laser diffraction methods. *Geotechnical Testing Journal*, v. 25, n. 4, p. 434-442, 2002.

WU, Q.; BORKOVEC, M.; STICHER, H. On particle-size distributions in soils. *Soil Science Society of America Journal*, v. 57, n. 4, p. 883-890, 1993.

XIAO, J.L., CHANG, Z.G., SI, B., QIN, X.G., ITOH, S., LOMTATIDZE, Z. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: evidence for lake-level changes during the Holocene. *J. Paleolimnol.* 42 (2), 249–260. 2009.

YANG, J. et al. Relationships of soil particle size distribution between sieve-pipette and laser diffraction methods. *Acta Pedologica Sinica*, v. 46, n. 5, p. 772-780, 2009.

YANG, X. et al. Determination of soil texture by laser diffraction method. *Soil Science Society of America Journal*, v. 79, n. 6, p. 1556-1566, 2015.

YUE, S.; WANG, G. Relationship between the hydrogeochemical environment and sandstone-type uranium mineralization in the Ili basin, China. *Applied geochemistry*, v. 26, n. 1, p. 133-139, 2011.

ZÁRATE, M.A. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987–2006, 2003.

Apêndice 1

Amostra	Tara béquer (g)	peso inicial (g)	Peso amostra inicial (g)	Reação H ₂ O ₂	Reação HCl	Peso final (g)	Peso final amostra (g)	Perda (g)
REM 17A-P0150	30,94	35,06	4,12	Muito forte	Fraca	34,89	3,95	0,17
REM 17A-P0300	30,94	34,63	3,69	Moderada	Muito forte	34,14	3,2	0,49
REM 17A-P0500	30,94	34,24	3,3	Forte	Muito forte	33,83	2,89	0,41
REM 17A-P0700	30,94	34,46	3,52	Moderada	Muito forte	33,63	2,69	0,83
REM 17A-P1000	30,94	34,82	3,88	Forte	Forte	34,35	3,41	0,47
REM 17A-P1300	30,94	36,64	5,7	Forte	Forte	35,68	4,74	0,96
REM 17A-P1500	30,94	35,32	4,38	Forte	Forte	34,78	3,84	0,54
REM 17A-P1700	30,94	36,09	5,15	Forte	Moderada	35,49	4,55	0,6

REM 17A- P200 0	30,94	34,63	3,69	Moder ada	Forte	34,28	3,34	0,35
REM 17A- P230 0	30,94	35,92	4,98	Forte	Moder ada	35,45	4,51	0,47
REM 17A- P250 0	30,94	35,78	4,84	Forte	Forte	35,36	4,42	0,42
REM 17A- P270 0	30,94	34,52	3,58	Forte	Moder ada	34,08	3,14	0,44
REM 17A- P300 0	30,94	36,21	5,27	Forte	Forte	35,78	4,84	0,43
REM 17A- P330 0	30,94	35,05	4,11	Moder ada	Forte	34,62	3,68	0,43
REM 17A- P350 0	30,94	36,23	5,29	Forte	Forte	35,9	4,96	0,33
REM 17A- P370 0	30,94	34,31	3,37	Moder ada	Forte	33,81	2,87	0,5
REM 17A- P400 0	30,94	36,06	5,12	Forte	Forte	35,76	4,82	0,3

REM 17A- P430 0	30,94	35,89	4,95	Forte	Forte	35,35	4,41	0,54
REM 17A- P450 0	30,94	34,73	3,79	Moder ada	Forte	34,39	3,45	0,34
REM 17A- P470 0	30,94	35,94	5	Forte	Moder ada	35,35	4,41	0,59
REM 17A- P500 0	30,94	36,14	5,2	Moder ada	Forte	35,71	4,77	0,43
REM 17B- P500 0	30,94	36,25	5,31	Moder ada	Muito forte	35,9	4,96	0,35
REM 17B- P530 0	30,94	35,52	4,58	Forte	Moder ada	35	4,06	0,52
REM 17B- P550 0	30,94	35,88	4,94	Moder ada	Moder ada	35,59	4,65	0,29
REM 17B- P570 0	30,94	36,55	5,61	Forte	Moder ada	35,93	4,99	0,62
REM 17B- P600 0	30,94	37,43	6,49	Moder ada	Forte	37,12	6,18	0,31

REM 17B- P630 0	30,94	36,19	5,25	Forte	Forte	35,69	4,75	0,5
REM 17B- P650 0	30,94	35,69	4,75	Forte	Forte	35,35	4,41	0,34
REM 17B- P670 0	30,94	37,83	6,89	Forte	Forte	37,23	6,29	0,6
REM 17B- P700 0	30,94	36,07	5,13	Moder ada	Moder ada	35,67	4,73	0,4
REM 17B- P730 0	30,94	36,5	5,56	Moder ada	Forte	35,81	4,87	0,69
REM 17B- P750 0	30,94	35,54	4,6	Moder ada	Moder ada	35,22	4,28	0,32
REM 17C- P750 0	30,94	35,58	4,64	Fraca	Forte	35,08	4,14	0,5
REM 17C- P770 0	30,94	36,21	5,27	Muito forte	Moder ada	35,69	4,75	0,52
REM 17C- P800 0	30,94	36,2	5,26	Forte	Forte	35,66	4,72	0,54

REM 17C- P830 0	30,94	34,66	3,72	Forte	Moder ada	34,1	3,16	0,56
REM 17C- P850 0	30,94	35,93	4,99	Moder ada	Forte	35,41	4,47	0,52
REM 17C- P870 0	30,94	35	4,06	Moder ada	Forte	34,42	3,48	0,58
REM 17C- P900 0	30,94	36,66	5,72	Forte	Forte	36,12	5,18	0,54
REM 17C- P930 0	30,94	35,23	4,29	Moder ada	Forte	34,71	3,77	0,52
REM 17C- P950 0	30,94	36,47	5,53	Forte	Forte	35,9	4,96	0,57
REM 17C- P970 0	30,94	34,41	3,47	Moder ada	Forte	34,01	3,07	0,4
REM 17C- P100 00	30,94	36,36	5,42	Forte	Forte	35,89	4,95	0,47
REM 17C- P103 00	30,94	36,52	5,58	Forte	Moder ada	36,04	5,1	0,48

REM 17C- P105 00	30,94	36,55	5,61	Forte	Forte	36,06	5,12	0,49
REM 17C- P107 00	30,94	35,48	4,54	Forte	Moder ada	35	4,06	0,48
REM 17C- P110 00	30,94	36,98	6,04	Forte	Forte	36,51	5,57	0,47
REM 17D- P110 00	30,94	37,25	6,31	Forte	Forte	36,69	5,75	0,56
REM 17D- P113 00	30,94	35,53	4,59	Moder ada	Forte	35,15	4,21	0,38
REM 17D- P115 00	30,94	36,15	5,21	Forte	Forte	35,64	4,7	0,51
REM 17D- P117 00	30,94	36,95	6,01	Forte	Muito forte	36,45	5,51	0,5
REM 17D- P120 00	30,94	36,83	5,89	Moder ada	Forte	36,27	5,33	0,56
REM 17D- P123 00	30,94	35,44	4,5	Moder ada	Forte	34,73	3,79	0,71

REM 17D- P125 00	30,94	36,43	5,49	Moder ada	Forte	35,95	5,01	0,48
REM 17D- P127 00	30,94	36,63	5,69	Fraca	Moder ada	35,74	4,8	0,89
REM 17D- P130 00	30,94	35,19	4,25	Moder ada	Forte	34,73	3,79	0,46
REM 17D- P133 00	30,94	35,98	5,04	Moder ada	Moder ada	35,56	4,62	0,42
REM 17D- P135 00	30,94	37,43	6,49	Forte	Forte	37,05	6,11	0,38
REM 17D- P137 00	30,94	34,86	3,92	Moder ada	Fraca	34,53	3,59	0,33
REM 17D- P140 00	30,94	34,7	3,76	Moder ada	Forte	34,24	3,3	0,46
REM 17D- P143 00	30,94	36,05	5,11	Forte	Moder ada	35,64	4,7	0,41
REM 17D- P145 00	30,94	35,41	4,47	Fraca	Fraca	35,06	4,12	0,35

REM 17D- P147 00	30,94	35,39	4,45	Moder ada	Fraca	34,98	4,04	0,41
REM 17E- P147 00	30,94	33,93	2,99	Fraca	Fraca	33,61	2,67	0,32
REM 17E- P150 00	30,94	34,53	3,59	Moder ada	Fraca	34,16	3,22	0,37
REM 17E- P155 00	30,94	34,29	3,35	Moder ada	Forte	33,87	2,93	0,42
REM 17E- P153 00	30,94	36,21	5,27	Moder ada	Fraca	35,8	4,86	0,41
REM 17E- P157 00	30,94	36,18	5,24	Moder ada	Moder ada	35,85	4,91	0,33
REM 17E- P160 00	30,94	35,14	4,2	Moder ada	Fraca	34,75	3,81	0,39
REM 17E- P163 00	30,94	36,18	5,24	Moder ada	Fraca	35,77	4,83	0,41
REM 17E- P165 00	30,94	36,73	5,79	Moder ada	Forte	36,24	5,3	0,49

REM 17E- P167 00	30,94	34,84	3,9	Moder ada	Fraca	34,64	3,7	0,2
REM 17E- P170 00	30,94	34,64	3,7	Fraca	Moder ada	34,28	3,34	0,36
REM 17E- P173 00	30,94	35,07	4,13	Moder ada	Fraca	34,68	3,74	0,39
REM 17E- P175 00	30,94	36	5,06	Moder ada	Moder ada	35,65	4,71	0,35
REM 17E- P177 00	30,94	35,34	4,4	Forte	Fraca	34,68	3,74	0,66
REM 17E- P180 00	30,94	33,96	3,02	Moder ada	Forte	33,65	2,71	0,31
REM 17E- P183 00	30,94	36,05	5,11	Forte	Forte	35,34	4,4	0,71
REM 17F- P183 00	30,94	35,66	4,72	Fraca	Moder ada	34,98	4,04	0,68
REM 17F- P185 00	30,94	34,02	3,08	Forte	Forte	33,65	2,71	0,37

REM 17F- P187 00	30,94	34,95	4,01	Moder ada	Moder ada	34,29	3,35	0,66
REM 17F- P190 00	30,94	36,71	5,77	Muito forte	Forte	35,75	4,81	0,96
REM 17F- P193 00	30,94	36,03	5,09	Moder ada	Forte	35,54	4,6	0,49
REM 17F- P195 00	30,94	36,19	5,25	Muito forte	Forte	35,33	4,39	0,86
REM 17F- P197 00	30,94	37,27	6,33	Forte	Forte	36,87	5,93	0,4
REM 17F- P200 00	30,94	35,97	5,03	Forte	Forte	35,58	4,64	0,39
REM 17F- P203 00	30,94	36,39	5,45	Fraca	Moder ada	35,81	4,87	0,58
REM 17F- P205 00	30,94	35,7	4,76	Muito forte	Moder ada	35,18	4,24	0,52
REM 17F- P207 00	30,94	35,61	4,67	Fraca	Fraca	34,98	4,04	0,63

REM 17F- P210 00	30,94	35,47	4,53	Muito forte	Forte	35,05	4,11	0,42
REM 17G- P210 00	30,94	37,15	6,21	Muito forte	Forte	36,6	5,66	0,55
REM 17G- P213 00	30,94	34,74	3,8	Forte	Fraca	34,07	3,13	0,67
REM 17G- P215 00	30,94	35,73	4,79	Muito forte	Forte	34,25	3,31	1,48
REM 17G- P217 00	30,94	34,9	3,96	Fraca	Muito forte	34,36	3,42	0,54
REM 17G- P220 00	30,94	35,6	4,66	Forte	Moder ada	35,02	4,08	0,58
REM 17G- P223 00	30,94	34,97	4,03	Fraca	Moder ada	34,29	3,35	0,68
REM 17G- P225 00	30,94	36,78	5,84	Forte	Moder ada	36,33	5,39	0,45
REM 17G- P227 00	30,94	33,83	2,89	Moder ada	Moder ada	33,14	2,2	0,69

REM 17G- P230 00	30,94	37,1	6,16	Forte	Forte	36,41	5,47	0,69
REM 17G- P233 00	30,94	33,49	2,55	Fraca	Fraca	32,94	2	0,55
REM 17G- P235 00	30,94	37,61	6,67	Forte	Forte	37,09	6,15	0,52
REM 17G- P237 00	30,94	34,43	3,49	Fraca	Fraca	33,85	2,91	0,58
REM 17G- P240 00	30,94	37,65	6,71	Forte	Forte	37,09	6,15	0,56
REM 17G- P243 00	30,94	35	4,06	Fraca	Fraca	34,4	3,46	0,6
REM 17G- P245 00	30,94	37,81	6,87	Forte	Forte	37,26	6,32	0,55
REM 17G- P247 00	30,94	33,51	2,57	Moder ada	Fraca	32,94	2	0,57
REM 17G- P250 00	30,94	35,1	4,16	Fraca	Fraca	34,46	3,52	0,64

Apêndice II – Granulometria e Suscetibilidade magnética

Depth	<2 µm	2-24 µm	24-70 µm	Suscetibilidade Magnética
150	4,759	36,738	37,897	6,604E-07
300	5,190	42,088	43,337	4,672E-07
500	7,970	54,201	28,474	4,818E-07
700	6,356	46,013	42,445	4,879E-07
1000	8,893	54,577	31,471	5,009E-07
1300	6,298	45,264	39,678	5,787E-07
1500	6,394	47,629	38,531	5,074E-07
1700	6,223	46,757	40,813	6,428E-07
2000	6,334	48,161	39,615	5,206E-07
2300	6,143	47,236	41,000	5,704E-07
2500	8,879	51,286	34,907	4,979E-07
2700	6,531	49,772	38,797	0,00000046
3000	7,911	53,245	35,098	5,205E-07
3300	6,235	46,861	39,665	0,000000533
3500	5,737	40,410	41,773	4,815E-07
3700	6,963	47,977	39,043	4,895E-07
4000	6,276	42,698	43,421	5,473E-07
4300	7,094	49,783	37,349	5,722E-07
4500	7,057	45,609	40,455	4,956E-07
4700	7,203	49,128	38,269	5,027E-07
5000	6,629	43,602	42,588	0,00000048
5000	6,582	44,023	42,998	4,934E-07
5300	7,153	47,474	38,189	4,439E-07
5500	5,895	40,671	44,585	4,842E-07
5700	7,605	47,392	39,101	0,000000492
6000	6,607	43,063	42,174	5,098E-07
6300	7,189	47,199	36,704	5,432E-07
6500	5,718	40,501	44,777	5,187E-07
6700	7,035	44,257	40,923	5,373E-07
7000	6,786	43,837	41,406	5,327E-07
7300	7,310	47,492	38,724	5,292E-07
7500	8,039	48,297	37,844	4,578E-07
7500	5,312	40,584	46,345	5,425E-07
7700	8,638	52,478	34,121	5,024E-07
8000	5,566	41,064	44,803	5,526E-07
8300	7,295	48,004	38,227	4,678E-07
8500	5,810	44,246	41,245	5,087E-07
8700	6,598	48,670	38,376	4,947E-07
9000	6,040	43,903	41,627	4,458E-07
9300	6,202	45,358	41,457	5,873E-07
9500	5,108	39,123	47,547	5,678E-07

9700	5,257	38,475	40,821	6,688E-07
10000	6,025	43,731	41,464	5,279E-07
10300	5,062	37,765	38,730	6,498E-07
10500	6,264	44,042	40,930	5,695E-07
10700	6,129	44,587	41,355	5,593E-07
11000	6,753	43,122	41,634	4,946E-07
11000	5,823	41,291	44,139	4,926E-07
11300	6,044	44,107	41,893	4,812E-07
11500	5,891	42,021	42,659	0,00000051
11700	5,403	44,226	41,070	5,176E-07
12000	5,368	37,966	46,693	5,333E-07
12300	6,273	44,569	42,000	5,533E-07
12500	5,861	41,194	44,838	5,581E-07
12700	5,200	40,946	44,243	5,157E-07
13000	5,266	40,336	44,986	5,083E-07
13300	6,040	45,929	40,618	4,422E-07
13500	5,763	40,509	44,895	4,979E-07
13700	6,476	47,855	39,100	4,118E-07
14000	6,152	42,491	42,228	5,047E-07
14300	7,106	47,732	38,221	5,101E-07
14500	6,998	44,855	40,053	5,406E-07
14700	6,133	45,146	42,071	5,432E-07
14700	5,652	43,037	43,523	5,138E-07
15000	6,955	46,274	39,648	5,456E-07
15300	5,666	43,415	43,649	5,819E-07
15500	5,877	41,862	44,785	5,995E-07
15700	6,147	46,331	40,601	5,714E-07
16000	6,122	42,495	41,803	0,000000596
16300	5,706	42,801	38,023	5,672E-07
16500	4,912	37,329	39,940	6,221E-07
16700	4,444	34,715	44,282	5,657E-07
17000	4,054	33,052	28,187	6,943E-07
17300	6,490	48,696	39,602	6,086E-07
17500	6,574	50,566	36,937	7,152E-07
17700	6,662	50,530	31,946	5,659E-07
18000	6,175	44,266	38,821	5,507E-07
18300	8,656	59,174	29,107	5,569E-07
18300	8,340	59,628	29,101	5,668E-07
18500	6,568	47,329	41,240	5,825E-07
18700	7,388	50,740	31,409	3,767E-07
19000	5,769	45,059	42,023	5,542E-07
19300	6,018	58,555	32,038	3,654E-07
19500	6,034	45,785	41,313	4,752E-07
19700	8,067	52,955	33,507	4,159E-07

20000	6,086	42,647	44,408	4,806E-07
20300	8,115	55,561	32,188	4,162E-07
20500	6,343	44,394	41,787	6,251E-07
20700	7,344	52,986	34,253	5,213E-07
21000	7,023	50,727	36,064	7,721E-07
21000	7,529	52,683	35,647	1,0414E-06
21300	8,513	58,137	30,549	4,715E-07
21500	6,886	50,885	37,099	7,566E-07
21700	6,595	54,771	34,038	2,396E-07
22000	6,222	38,789	34,949	5,728E-07
22300	9,167	50,597	30,925	4,887E-07
22500	7,765	51,286	36,622	6,788E-07
22700	7,444	58,847	30,947	7,789E-07
23000	8,961	48,085	36,596	6,175E-07
23300	5,184	46,514	40,148	0,00000024
23500	7,099	44,077	39,384	4,474E-07
23700	4,998	40,184	43,103	3,884E-07
24000	5,885	40,473	43,120	5,161E-07
24300	6,290	41,391	41,810	4,476E-07
24500	5,965	37,221	45,116	5,075E-07
24700	6,035	44,190	40,150	4,284E-07
25000	8,200	43,460	39,980	5,241E-07