

# Associação entre poeira mineral e clima

## ASSOCIATION BETWEEN MINERAL DUST AND CLIMATE

ELAINE ALVES DOS SANTOS<sup>1</sup>, CLAUDIO DE MORISSON VALERIANO<sup>2</sup>, CORBINIANO SILVA<sup>3</sup>

1- BOLSISTA CAPES-IODP. UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, UERJ. RIO DE JANEIRO, BRASIL. EMAIL:ELAINEALVES1301@GMAIL.COM

2- BOLSISTA PQ-CNPQ e CNE-FAPERJ. UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, UERJ. RIO DE JANEIRO, BRASIL. EMAIL:VALERIANO.CLAUDIO@GMAIL.COM

3- BOLSISTA FAPERJ. UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, UERJ. RIO DE JANEIRO, BRASIL. EMAIL:CORBINIANO@GMAIL.COM

**Abstract:** Through wind erosion, tons of mineral dust are carried into the atmosphere, interfering with terrestrial radiative balance, biogeochemical cycles, precipitation patterns, human health and air pollution. Given the climatic changes that can alter these mechanisms and patterns, it is necessary to expand this knowledge and, therefore, we present a review of the main tools used in the study of mineral dust, either by in situ collection or using solar photometers, such as Microtops II. We also present the determination of the provenance through techniques such as the isotopic signature of strontium and neodymium, and by atmospheric modeling, by the HYSPLIT system. Present and ancient examples of intercontinental transport are reported data are reported with data that can fill gaps in the climate history can fill gaps in the climate history. We intend for this review of the state of the art to contribute to the dissemination of knowledge and, above all, to create opportunities for developing research projects on aerosols.

### Manuscrito:

Recebido: 27/Out/17

Corrigido: 22/Nov/17

Aceito: 14/Fev/18

**Citation:** Santos E.A.dos, Valeriano C.M., Silva C. 2018. Associação entre poeira mineral e clima. *Terrae Didática*, 14(1):69-79. <http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>.

**Keywords:** Poeira mineral, proveniência, clima, Hysplit.

## 1. Introdução

Prioritariamente, é essencial definir os termos aerossol e poeira mineral, pois ambos geram confusões devido ao emprego equivocado, sendo de suma importância diferenciá-los de forma correta.

### 1.1 Definição do Termo Aerossol

O termo aerossol abrange as fases sólida, líquida e gasosa da matéria. Não simultaneamente, mas da seguinte forma: uma fase sólida ou líquida em suspensão com a fase gasosa circundante, ou seja, uma emulsão dispersa no ar. Portanto *aerossóis*, conforme McMurry (2000) e Kulkarni et al. (2011), “*são sistemas de duas fases, consistindo de uma fase sólida ou uma fase líquida em suspensão, com uma fase gasosa circundante*”. Os aerossóis têm sua origem na transformação de partículas líquidas ou sólidas em componentes finos e associada a diversos fatores, segundo Kulkarni et al. (2011), entre os quais aqueles que mais se destacam são:

- Ressuspensão do solo;
- Gotículas de nuvens atmosféricas;
- Spray oceânico;
- Erupções de vulcões;
- Emissões industriais ou urbanas como fumaça

de cigarro, fumos de solda, fumaça de geração de energia.

Muitas feições comumente dispersas na atmosfera conhecidas como poeira, partículas em suspensão, fumaça, névoa e nuvens podem ser descritos como aerossóis. Portanto, a poeira mineral é um exemplo de aerossol.

O tamanho das partículas é uma característica fundamental atribuída ao aerossol, podendo variar de 1 nm a 100  $\mu\text{m}$  (Kulkarni et al. 2011). As partículas de aerossóis podem também ser classificadas por sua faixa de tamanho, intituladas “fração fina” para as que apresentam diâmetro menor que 2,5  $\mu\text{m}$ , e “fração grossa” aquelas entre 2,5  $\mu\text{m}$  e 10  $\mu\text{m}$ . A divisão tem duas razões: primeiramente, em termos de potencial para causar doenças no trato respiratório, pois as partículas da fração grossa são barradas no trato respiratório superior; partículas de fração fina são capazes de penetrar até o nível dos alvéolos pulmonares, sendo, portanto, potencialmente mais danosas à saúde (Yamaguchi et al. 2016). Tipicamente, os aerossóis gerados por processos de combustão são predominantemente de fração fina. Em geral, a massa total do aerossol é muito baixa e sua concentração, portanto, é expressa usualmente em  $\text{ng}/\text{m}^3$ ,  $\text{mg}/\text{m}^3$  ou  $\text{g}/\text{m}^3$  (Kulkarni et al. 2011).

## 1.2 Poeira mineral

A poeira continental, que é um tipo de aerossol, pode ser usada como traçador da dinâmica das massas de ar (Delmonte et al. 2004) e servir como indicador de regimes climáticos de suas áreas fontes (Weber et al. 2012, Choobari et al. 2014). A presença de poeira na atmosfera exerce considerável influência sobre o clima, processos biogeoquímicos e na qualidade do ar (IPCC Climate Change 2007), que de forma geral: (1) espalha e/ou absorve a radiação solar; (2) está relacionada à formação de nuvens, atuando como núcleos de condensação; (3) considerando-se que desempenha um importante papel no suprimento de nutrientes para as águas superficiais oceânicas, podendo aumentar a produtividade biológica, com consequências sobre o ciclo global do CO<sub>2</sub> (Duce & Tindale 1991, Grousset & Biscaye 2005, Lee et al. 2010, Choobari et al. 2014).

A fim de compreender as análises atuais sobre a dinâmica dos aerossóis na atmosfera, é importante levantar um histórico sobre como ela era no passado, portanto há como fontes de estudos a estratigrafia química, a palinologia e a sedimentologia de testemunhos de gelo e de sedimentos lacustres e marinhos, porém a química do gelo polar constituem os melhores arquivos sobre a evolução do clima e da atmosfera ao longo de milhares de anos, fornecendo dados com resolução sazonal. Como exemplo de estudo de caso neste contexto, um dos primeiros registros sobre a deposição de poeira em escala intercontinental está registrado nos testemunhos de gelo de Vostok e Dome-C do projeto *European Project for Ice Coring in Antarctica* (EPICA), situados no planalto leste da Antártida, ambos estão entre os mais antigos testemunhos datados na Antártida (Fig. 1). A partir do testemunho de Vostok, destaca-se a variabilidade da poeira mineral encontrada na granulometria de 2µm, com proveniência característica continental. Petit (1999) sugeriu que a fonte de poeira neste testemunho, situado no planalto leste da Antártida, possa ser a América do Sul, provavelmente a planície da Patagônia. Outro importante testemunho de gelo datado de 740.000 anos, o Dome-C, localizado no platô Antártico, revelou por meio da análise de Pb (chumbo) na poeira mineral depositada que a América do Sul pode ter sido importante fonte de micropartículas para o setor leste da Antártida durante as duas últimas glaciações do Pleistoceno (Vallelonga et al. 2010).

Considerando a composição isotópica de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr e <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd dos testemunhos de Vostok e Dome-C, Basile (1997) classificou as regiões da

África do Sul, Austrália e América do Sul como áreas fontes potenciais (AFP ou PSA, em inglês) podendo alcançar até 17 km de altura para explicar a poeira mineral depositada no gelo de ambos os testemunhos. O resultado da comparação determinou a predominância da América do Sul (especificamente a Patagônia) como a maior responsável pelo aporte de poeiras. As assinaturas isotópicas dos outros continentes não se ajustam às assinaturas dos testemunhos de Vostok e Dome-C.

Iriondo (2000) mencionou o trabalho de Basile (1997) com os dois testemunhos, explicando a predominância de aerossóis que chegam à Antártida em função dos ventos de quadrante oeste (*westerlies*), oriundos de sistemas ciclônicos que normalmente elevam as massas de ar e aerossóis para a troposfera superior (camada atmosférica mais próxima da superfície terrestre, situada de 10 km a 12 km de altitude). Em altos níveis da atmosfera, quando chegam à Antártida, o anticiclone Antártico arrasta o ar e os aerossóis para a superfície. Grandes quantidades de sedimentos superficiais soltos e poeira atmosférica, típicos da Patagônia, podem facilmente serem carregados pelo vento a partir desse mecanismo. A Patagônia é a única massa de terra considerável, situada na faixa de ventos de oeste no hemisfério sul. A circulação atmosférica passando pela Austrália e África do Sul não favorece o carregamento de aerossóis para a Antártida, uma vez que esses territórios estão localizados no cinturão de alta pressão subtropical (Iriondo 2000).

As principais fontes de poeira mineral são os desertos, semi-desertos globais e suas áreas adjacentes, geralmente cobertas por dunas de areia, solos áridos e lagos secos que, em conjunto, agem como fontes de aerossóis (Grousset & Biscaye 2005). Estima-se que as concentrações de poeira na atmosfera possam variar de < 10<sup>-2</sup>µg m<sup>-3</sup>, nas regiões polares, até concentrações de > 10<sup>2</sup>µg/m<sup>-3</sup> sobre as áreas desérticas (Grousset & Biscaye 2005). As estimativas baseadas em modelos indicam que as emissões globais de poeira mineral variam entre 1000 e 3000 Tg/ano (Formenti et al. 2010); cerca de metade deste conteúdo é introduzido para o interior da baixa atmosfera, redistribuindo-se em escala intercontinental (Iriondo 2000, Delmonte et al. 2013).

## 1.3 O Transporte Atmosférico

A poeira é composta por grande número de partículas do solo, provenientes de diferentes partes do mundo, sobretudo de regiões áridas e desertos, e transportadas por longas distâncias

pelo ar. Os principais eventos de poeira eólica são a “poeira africana”, procedente dos desertos do Saara e Sahel; além da “poeira asiática” (denominada Kosa, no Japão), oriunda dos desertos de Taklamakan e Gobi, e do planalto de Loess. Estima-se que a cada ano mais de um milhão de toneladas de partículas asiáticas de poeira são depositadas no solo do Japão, a cerca de 3.000-5.000 km de suas fontes. Uma grande preocupação pública com a poeira asiática é o seu potencial de riscos para a saúde humana (Yamaguchi et al. 2012). Na América do Sul, destaca-se o aporte de poeira da Patagônia para o oceano Atlântico e Antártida. Os principais exemplos de transporte de poeira e suas respectivas trajetórias são apresentados a seguir.

#### 1.4 Do Deserto do Saara para Floresta Amazônica e Caribe

Das principais fontes de poeira existentes, o norte da África é de longe o mais significativo, contribuindo com cerca de 40 - 60% das emissões mundiais (Maher et al. 2010). Observações por satélite mostram o contínuo transporte de poeiras a partir de 5000 km de fontes saarianas para o Mar do Caribe e América do Norte durante o verão, e principalmente para a Bacia Amazônica durante o inverno. Anualmente, cerca de 40 milhões de toneladas de poeiras são transportadas do Saara para a bacia amazônica, sendo esta a principal fonte mineral que fertiliza tal bacia, gerando uma dependência da saúde e produtividade da floresta tropical sobre o suprimento de poeira do Saara, conforme observaram Koren et al. (2006).

#### 1.5. Do Deserto de Gobi para a América do Norte

A poeira asiática exerce forte impacto no clima, tanto regionalmente no Leste Asiático como em todo o Hemisfério Norte. A primavera na Ásia é uma estação crítica, devido à ocorrência da “poeira amarela” (kosa, em japonês), também chamada de “pó asiático”, cuja formação incorpora pequenas partículas de areia dos desertos da China e da Mongólia que são carregadas pelo vento, principalmente

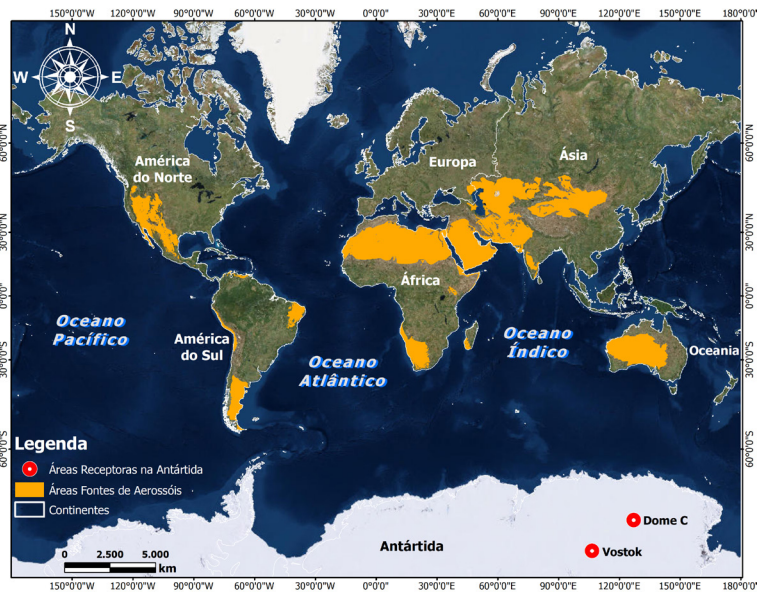


Figura 1. Regiões desérticas do mundo. Enquadramento geográfico das áreas de procedência de aerossóis para a Antártida. Fonte: World Wildlife Fund, WWF (2017)

na primavera, afetando Coreia do Sul e outros países asiáticos. Além dos aspectos climáticos inerentes, a Kosa é caracterizada pelos seus efeitos diretos na saúde da população dos países afetados (Yamaguchi et al. 2012).

#### 1.6 Do deserto da Patagônia para a Antártida

A Patagônia é uma região de planalto, situada entre 38°S e 52°S, delimitada a oeste pelos Andes, a leste pelo Oceano Atlântico/Oceano Austral. O clima é controlado pela dinâmica dos ventos predominantes de oeste (conhecidos como *westerlies*), que chegam do Oceano Pacífico, atravessam os Andes descarregando a maior parte do seu teor de água e continuam como ventos secos ao leste (Iriondo 2000). Os *westerlies* são formados por sistemas ciclônicos, que tendem a elevar as massas de ar e aerossóis para a troposfera superior, onde ocorre a associação com o anticiclone Antártico que tende a direcionar as massas de ar e aerossóis para a superfície (Iriondo 2000). O clima seco, frio e com baixa precipitação anual é um fator favorável ao transporte dos aerossóis. A associação desses fatores climáticos característicos da Patagônia como baixa umidade, cobertura de vegetação escassa e os fortes ventos de superfície fornecem condições adequadas para a emissão de poeira (Iriondo2000, Gaiero et al. 2003, Evangelista et al. 2010). Embora grande parte do material por via eólica se deposite sobre a plataforma continental da Argentina, como

ocorre em outras fontes, o transporte de poeira para a atmosfera é capaz de atingir o oceano em até 24 horas (Gassó & Stein 2007).

### 1.7. Importância climática das poeiras

A poeira mineral na atmosfera foi introduzida nos modelos climáticos em função de sua característica de espalhar ou absorver a radiação solar (Maher et al. 2010, Rodríguez et al. 2012). A poeira interage diretamente com a radiação solar recebida e o espalhamento da energia solar é influenciado por características diferenciadas de poeira em relação a outros aerossóis atmosféricos. Características que favorecem o espalhamento ou absorção da energia solar dependem principalmente dos seguintes parâmetros: (i) tamanho das moléculas de gás ou aerossóis presentes na atmosfera, (ii) a forma das partículas (afiada e irregular em vez de esferoides), (iii) quantidade de mineral de ferro (hematita e goethita etc.) presentes na superfície das partículas ou no interior delas, frequentemente presentes como inclusões em argilas (Rodríguez et al. 2012). As interações indiretas entre poeira e clima também são possíveis como resultado da reatividade mediante a composição química da poeira e seu envolvimento nos ciclos biogeoquímicos, pois as reações químicas com outros componentes atmosféricos (poluentes por exemplo) podem modificar as propriedades físicas, químicas e ópticas das partículas de poeira (Arimoto 2001). Para diferenciar brevemente a composição mineralógica da composição química das poeiras elas são compostas por minerais como quartzo, caulinita, clorito, illita, esmectite, calcita, hematita, goethita etc., enquanto sua composição química elementar é amplamente semelhante à dos materiais da crosta terrestre existindo uma consistência notável da composição de poeira com as específicas regiões de origem. A mineralogia e a composição química (elementar) da poeira apresentam muitas vezes concordância quanto à sua origem/ fonte (Prospero 2002).

A poeira mineral atua no ciclo hidrológico pois interage com as nuvens formando núcleos de condensação de nuvens e alterando suas propriedades microfísicas e radiativas, o que por sua vez também impacta no balanço energético, ou seja, o equilíbrio entre a radiação solar que entra e sai do planeta. Portanto, existe importante associação entre a poeira e a ocorrência de precipitação (Gasso et al. 2010).

Em síntese, a poeira influencia de forma direta e indireta o sistema climático:

- Direta: altera as propriedades radiativas da atmosfera, atuando no espalhamento ou absorção da energia solar;
- Indireta: a poeira age como núcleos de condensação de água e cristalização de gelo que modificam propriedades das nuvens, por intermédio do fornecimento de elementos como o Fe, um micronutriente essencial à fotossíntese (Martin et al. 1991), especialmente em situações de Alta Concentração de Nutrientes e Baixa Concentração de Clorofila (ANBC). Sabe-se que aproximadamente 40% do fitoplâncton do oceano mundial são Fe-limitados (Moore et al. 2002). O cenário sintetiza a intrínseca relação entre poeira e produtividade primária. Assim, o aporte de poeira para o oceano pode modular a absorção de carbono nos ecossistemas marinhos e, por sua vez, a concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera.

## 2. O Impacto da deposição de poeira mineral sobre os oceanos

A deposição de poeira nos ecossistemas oceânicos pode ter efeitos negativos ou positivos. Como exemplo do efeito negativo, pode-se destacar o acentuado declínio dos recifes de corais na região do Caribe, associado à deposição de poeira do Saara. A poeira desse deserto africano traz adsorvido o fungo *Aspergillus sydowii*, que ataca recifes de corais e traz também minerais como ferro e silicatos, que promovem o crescimento de algas nas águas do Caribe (Depraetere et al. 2000, Shinn et al. 2000). As algas colonizam o mesmo ambiente que o recife e devido à eutrofização os corais sucumbem. Há estudos que ampliam essa influência para os recifes globais, mediante o aporte sistemático de poeiras provenientes da África e Ásia (Garrison et al. 2003).

A poeira mineral em suspensão na atmosfera é um ativo componente no sistema climático da Terra e participa do sistema biogeoquímico dos oceanos (Mahowald et al. 2005). A deposição de poeira no oceano constitui-se em nutrientes para o fitoplâncton, especialmente em áreas ANBC, que por muito tempo era um paradoxo. Martin (1991) entretanto divulgou uma teoria da ferro-limitação do Fe (ferro) nestas regiões, o que as torna dependentes da deposição atmosférica. A descarga dos rios e eventos de precipitação também contribuem para este aporte, introduzindo partículas dissolvidas e nutrientes como estimuladores biológicos. Esta



contribuição é restrita às águas costeiras, deltas e estuários, pois uma parte dos nutrientes fica retida nas zonas costeiras e apenas uma pequena fração chega ao oceano aberto. A constatação da presença de minerais terrígenos em áreas oligotróficas dos oceanos reforça que as massas de ar têm papel importante no aporte de nutrientes (e especialmente o ferro) para as regiões remotas dos oceanos (Duce et al. 1986, Duce & Tindale 1991, Young et al. 1991, Maher et al. 2010, Castagna et al. 2014). As principais fontes de poeira mineral são os desertos e suas áreas adjacentes, geralmente maciços rochosos cobertos ou não por dunas de areia, solos áridos e lagos secos, os quais em conjunto agem como fontes de aerossóis (Grousset & Biscaye 2005). Portanto, o ferro (Fe), cuja deposição no oceano está intrinsecamente ligada à absorção global de CO<sub>2</sub> e à fotossíntese, tem sido intensivamente estudado nas duas últimas décadas em relação ao seu fornecimento de aerossol de ferro para o oceano, particularmente em regiões ANBC.

Em oposição ao efeito negativo da deposição de poeira nos recifes de corais, os aportes para certas regiões do oceano são benéficos e necessários para a manutenção do ecossistema marinho. Pode-se ver um exemplo a partir de imagens do sensor *MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) dos satélites Aqua e Terra, da NASA que captou eventos de poeira do deserto da Patagônia, onde e observa-se nitidamente uma mancha na cor verde turquesa sobre o mar indicadora de grande floração de fitoplâncton que pode estar associada ao aporte de nutrientes provenientes da atmosfera (Fig. 2).

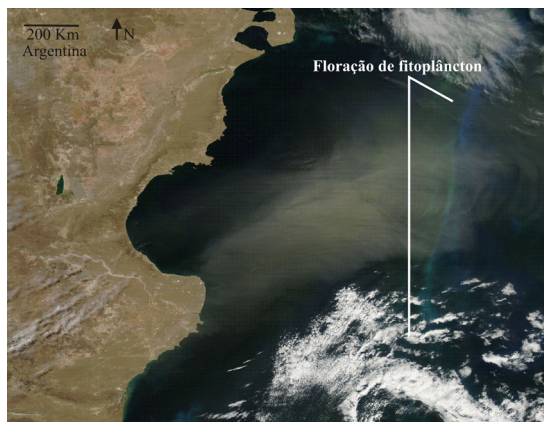


Figura 2. Imagem do satélite MODIS, de 24.01.2010 mostrando uma tempestade de areia na Patagônia em direção ao oceano indicando a floração de algas (*bloom*) no oceano, destacada pelas cores verde e azul-turquesa. Fonte: NASA Earth Observatory (2010)

## 2. 1. A Poeira e a sua composição

A composição das poeiras na atmosfera é uma mistura de minerais que pode conter, por exemplo: quartzo, minerais de argila, óxidos de ferro e carbonato de cálcio; com propriedades químicas e ópticas distintas (Rodríguez et al. 2012). As partículas minerais podem permanecer na atmosfera por vários dias ou semanas e, se em contato com vapor d'água e gases traço, podem resultar em reações químicas que alteram as suas propriedades superficiais, higroscopia e tamanho. Essas mudanças atuam nas propriedades de formação de núcleos de gelo e de nuvem. A disponibilidade de equipamentos capazes de fazer a caracterização dessas partículas gera uma riqueza de informações para atividades de pesquisa climática e da área de saúde.

Fatores importantes em relação ao comportamento químico das poeiras minerais está condicionado à sua forma e tamanho que determinam se a superfície está disponível ou não para reações químicas e se haverá interação com a radiação solar. Por exemplo, o formato placóide implica em maior espalhamento de radiação solar que as partículas com formato esferóide. Essa diferença nas propriedades ópticas pode refletir em impactos no clima. Estudos mostram que poeiras ricas em montmorillonita (Na,Ca)<sub>0,3</sub>(Al,Mg)<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>.nH<sub>2</sub>O e ilita (K,H<sub>3</sub>O)(Al, Mg, Fe)<sub>2</sub>(Si, Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>[(OH)<sub>2</sub>, (H<sub>2</sub>O)], kaolinita (Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>), illite (K,H<sub>3</sub>O)(Al, Mg, Fe)<sub>2</sub>(Si, Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>[(OH)<sub>2</sub>, (H<sub>2</sub>O)], absorvem menos radiação solar, e portanto promovem um efeito de resfriamento na atmosfera (Balkanski et al. 2011, Zimmermann et al. 2008). Em contrapartida, minerais que absorvem mais a radiação solar, como por exemplo, aqueles ricos em óxidos de ferro, podem, promover um efeito de aquecimento da atmosfera (Scanza et al. 2015, Gassó et al. 2010). No entanto, essas reações e seus efeitos são ainda questões para muitos estudos. Por exemplo, de uma nuvem de poeira emitida do Norte da China, pode-se esperar um efeito de resfriamento. Entretanto, à medida que essa poeira se desloca nas massas de ar e chega à costa da América do Norte, por exemplo cerca de sete dias depois, pode reagir com poluentes e adsorver o *black carbon* (carbono elementar ou fuligem) Consequentemente, aumentará a capacidade de absorção da luz solar, promovendo efeito de aquecimento (Gasso et al. 2010).

### 3. Geoquímica Isotópica de Samário (Sm), Neodímio (Nd) e Estrôncio (Sr)

A fim de identificar a proveniência (determinação das áreas fontes dos aerossóis) das massas de ar em lugares remotos, diversos autores utilizaram traçadores, entre os quais: *black carbon* e o  $^{222}\text{Rn}$  (Pereira et al. 2006), o elemento Pb (Grousset & Biscaye 2005) e composição elementar de Fe, Si, Ti e Al (Dammshäuser et al. 2008). Entretanto, tais traçadores apenas indicam a influência continental como um todo, sem uma especificação regional na maioria dos casos. Neste contexto, a combinação das assinaturas dos isótopos radiogênicos como Nd e Sr é considerada uma das mais qualificadas, devido, entre outros fatores, suas razões serem específicas em determinados domínios geológicos (Lee et al. 2010). Essas razões não estão sujeitas ao fracionamento isotópico decorrente do intemperismo, quando aplicado aos estudos de curta escala de tempo (Gaiero et al. 2004). Além disso, a composição dos isótopos radiogênicos como os de Sr e Nd da litosfera são significativamente diferentes daquele do manto, o que permite a distinção entre as suas origens litológicas das zonas vulcânicas jovens e dos velhos escudos continentais (Grousset & Biscaye 2005).

O Sm e o Nd são Elementos Terras Raras (ETR) leves do grupo dos lantanídeos. Ocorrem como elementos-traço nos minerais formadores de rocha. Nas rochas ígneas, a concentração desses elementos é proporcional ao grau de diferenciação magmática (Faure 1986). Existem sete isótopos de Sm ( $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$ ) e sete de Nd ( $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}$ ). O  $^{147}\text{Sm}$  é radioativo, com meia-vida de 106 Ga, que decai para  $^{143}\text{Nd}$ , a partir da emissão de uma partícula  $\alpha$ , (núcleo de He duplamente ionizado).

O Sr está presente como traço (quando a concentração desse elemento raramente ultrapassa 1% e é medido em ppm) na maioria das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Entretanto, a concentração desse elemento, o Sr, participa na formação do carbonato estroncionita e do sulfato celestita, os quais são encontrados em alterações hidrotermais e rochas sedimentares (Faure 1986). O Sr apresenta quatro isótopos de ocorrência natural:  $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  e  $^{88}\text{Sr}$  (não radiogênicos) e  $^{87}\text{Sr}$  (radiogênico). Diagramas de razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , são usados como referência para estudos de proveniência. No trabalho investigativo, ao se determinar a razão isotópica de uma amostra, confronta-se seu valor com as assinaturas

das áreas que tem a maior probabilidade de serem áreas fontes destes aerossóis.

Para a realização das análises isotópicas, é necessário ter cuidados especiais desde o preparo para a coleta e que perdure durante todo o procedimento. Por se tratar de ETR não pode haver contaminação, portanto o procedimento de digestão química da amostra deve ser conduzido em sala limpa, classe 100 e utilizando ácidos com alto grau de pureza. A análise isotópica da poeira pode ser sintetizada em três etapas: (1) Digestão química das amostras; (2) Cromatografia; e (3) Análise por espectrometria de massa ionização térmica.

1. As partículas na fração fina, necessitam ser retiradas adequadamente do substrato (filtro ou membrana de celulose ou policarbonato etc.). A extração do material de uma membrana de policarbonato pode ser feita por meio de ultrassom para extrair as substâncias solúveis da matriz do filtro (Rosasco 2009) ou por digestão do filtro em ácidos (Gioia et al. 2010). (ii) A cromatografia neste caso, pode ser definida como um processo de separação do estrôncio e ETR's.
2. A separação química de ETR é feita em colunas contendo resinas como a AG50W-X8, a Eichrom Ln-B25-S, e a BioRad AG1-X8 (Pin et al. 1994, Valeriano et al. 2008, Gioia et al. 2010).
3. O Sr e o Nd são depositados em filamentos de rênio e estão prontos para serem analisados no espectrômetro de massa. A espectrometria baseia-se na ionização de amostras. Os feixes de íons são acelerados por uma diferença de potencial e, ao atravessar forte campo magnético são separados por sua diferença de massa atômica, percorrendo trajetórias individuais para serem medidos por coletores Faraday (mV) e/ou contadores de íons (cps)

A assinatura isotópica de Sr e Nd é um excelente ponto de partida para se compreender a determinação da proveniência de um aerossol, pois entende-se que tanto o Sr quanto o Nd não são afetados por processos físicos ou químicos e, portanto, se forem feitas coletas de aerossóis a bordo de um navio em mar aberto, por exemplo, é possível determinar a sua origem. A assinatura do material coletado reflete a mistura das fontes que o originou. Existem, no entanto, casos a serem considerados: Os aerossóis podem representar misturas de diferentes fontes como por exemplo, vulcânicas combinadas à poeira mineral.

- A composição isotópica Sr é bastante afetada por processos de fracionamento durante processos de intemperismo, transporte e deposição. De acordo com Lee (2010), a forma ideal para o Sr ser usado como monitor de proveniência é apenas quando as amostras são cuidadosamente pré-tratadas, selecionando frações adequadas de tamanho de grão para eliminar a influência de separação mineral e utilizando-se a fração terrígena e silicática, excluindo-se por dissolução ácida os componentes carbonáticos formados durante processos de intemperismo e pedogênese.

#### 4. Conexões entre o estudo de poeiras minerais e o clima no passado

No item 1.7, foi apresentada a influência da poeira no clima terrestre atual de forma direta e indireta. Como então avaliar essa influência no clima do passado? O registro geológico de poeira assegura a oportunidade de testar os modelos do sistema terrestre, projetados para simular o transporte atmosférico. Registros de poeira podem ser obtidos a partir de testemunhos de gelo, sedimentos terrestres (incluindo depósitos de loess) e marinhos (Kohfeld & Harrison 2001). Esses registros arquivam uma variedade de processos (fonte, transporte e deposição) que podem ser detectados por meio de alterações na mineralogia, isótopos, granulometria e concentração de elementos traço. Os registros de poeiras em sedimentos (marinhos e continentais) e núcleos de gelo mostram que a poeira está fortemente ligada ao estado do clima. Durante os estágios do clima glacial, por exemplo, o fluxo de poeira era maior que nos estágios interglaciais (Basile et al. 1997, Delmonte et al. 2004, Revel-Rolland et al. 2006). A importância dessa abordagem está esclarecida com os exemplos dos testemunhos de Vostok e Dome-C no item 1.2.

Determinar a concentração e identificar padrões na determinação de poeira em testemunhos de gelo ou sedimentos marinhos e continentais permite reconstruções paleoclimáticas que preenchem lacunas e desvendam paradoxos quanto à compreensão do clima no passado e, certamente é a chave para compreender o futuro, especialmente frente às mudanças climáticas que tem ocorrido no planeta, alarmando a população e deixando em alerta os tomadores de decisão. O modelo conceitual

retrata não somente o cenário pretérito do aporte de poeira para o continente Antártico, mas representa a dinâmica da poeira na atmosfera, que é a associação de minerais que consistem numa mistura (Fig. 3).

#### 5. Métodos de concentração de poeira mineral e granulometria

Grande parte do nosso conhecimento referente ao transporte de poeira em larga escala é baseado em dados de sensoriamento remoto, principalmente por satélites. A maioria das técnicas de medição de aerossóis se enquadra em duas categorias: a primeira se baseia na coleta de partículas de aerossol em um substrato, como um filtro, para posterior medição em laboratório (geralmente em um local remoto); e a segunda permite, *in situ*, medições em tempo real, como as análises da ótica da atmosfera.

Uma ferramenta bastante difundida, aplicada para mensurar aerossóis, consiste na coleta de partículas de aerossóis em um substrato (filtro ou membrana), para análise posterior. Historicamente, o equipamento conhecido por *High-Volume Air Sampler* apresenta uma eficiência de corte (50%) para um diâmetro aerodinâmico de  $10\mu\text{m}$  ou para  $2.5\mu\text{m}$ , e tem sido amplamente utilizado para mensuração de aerossóis, tanto para caracterização ocupacional quanto ambiental e climática.

Não obstante à diversidade de equipamentos disponíveis no mercado, os equipamentos para medir aerossóis compartilham de características básicas: um sistema de bomba para aspirar o ar com um artefato (pode ser uma mangueira) que conecte a bomba ao “inlet” (compartimento seguro que evita contaminações e protege o filtro/membrana). No “inlet” o substrato (filtro ou membrana) é amostrado por um tempo determinado, de acordo com o protocolo de coleta, e esse período de amostragem deve ser registrado por um temporizador, assim como o volume. Portanto, um equipamento que forneça esses resultados básicos é classificado como um amostrador de aerossóis eficiente, pois cumpre a premissa sintetizada por McMurry (2000), de que um amostrador ideal deve transportar o material particulado sem nenhuma modificação para o detector ou coletor.

##### 5.1 A Medição em tempo real dos aerossóis

Geralmente, são contadores de partículas e medidores do tamanho dos aerossóis sem a coleta efetiva da poeira. Estas medidas podem retratar

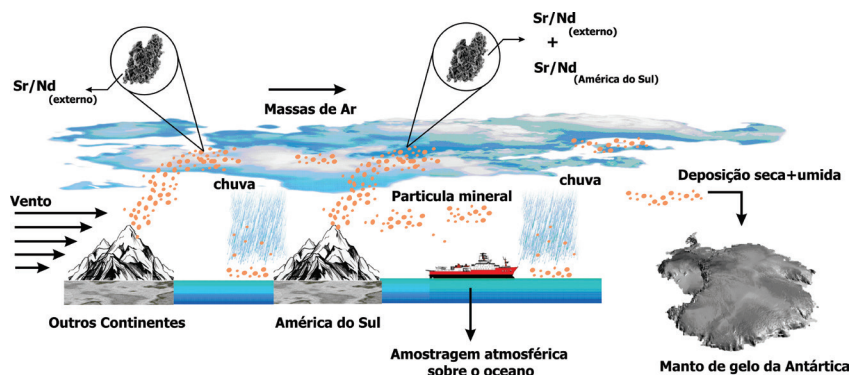


Figura 3. Modelo conceitual baseado em Basile (1997), cujo objetivo foi investigar a origem da poeira mineral encontrada nos testemunhos de Vostok e Dome-C, que consideravam como potenciais áreas fontes a América do Sul e outros continentes (Austrália e África)

a “turbidez atmosférica” (analogia a termos que também são aplicados na coluna d’água).

Essa caracterização é de extrema importância, pois uma grande incerteza ainda persiste quanto aos efeitos que os aerossóis tem sobre o balanço de radiação global (Wilson et al. 2010). Um exemplo de maior mensuração da ótica atmosférica a ser utilizado é realizado pelo *Maritime Aerosol Network* (MAN), um componente do *Aerosol Robotics Network* (AERONET) e da *NASA Sensor Inter-Comparison and Merger for Biological and Interdisciplinary Oceanic Studies* (SIMBIOS), que tem cooperado desde 1997 (Knobelpiese et al. 2004). O objetivo primordial é gerar um arquivo das propriedades óticas dos aerossóis nos ambientes terrestre e marítimo, utilizando fotômetros solares, como o que apresentaremos a seguir, o *Microtops II*.

O *Microtops II* permite medidas precisas da *Aerosol Optical Depth* (AOD) e do vapor de água contido na coluna atmosférica, o qual pode ser usado como base para caracterização dos aerossóis e auxiliar na elaboração de modelos. Podem-se, portanto, obter informações sobre a deposição espacial e a variabilidade temporal de poeiras por meio de medidas de AOD, que expressa a medida da quantidade de energia solar direta, espalhada ou absorvida na coluna atmosférica. A compreensão desses conceitos auxilia na associação dos aerossóis como forçantes climáticas atuantes no balanço climático terrestre.

A medida de AOD é realizada a bordo de navios comumente utilizando, o Fotômetro Solar *Microtops II*, manufaturado pela *Solar Light Company*. Este medidor portátil mede a radiação solar direta nas bandas de 440, 500, 675, 870 e 936 nm (Wilson et al. 2010). O *Microtops II* calcula o AOT para cada comprimento de onda e o vapor total de água na coluna atmosférica específica.

Detalhes sobre o funcionamento deste equipamento e formas de aquisição ou cooperação podem ser encontrados no site do MAN e a aquisição de dados é de livre acesso à comunidade científica.

Resultados das medições realizadas durante o cruzeiro no navio polar Almirante Maximiano, por meio do Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais (LARAMG), estão disponíveis nos endereços eletrônicos <[http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/cruises\\_new/Maximiano\\_10\\_11.html](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/cruises_new/Maximiano_10_11.html)> e <[http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/cruises\\_new/Maximiano\\_11\\_12.html](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/cruises_new/Maximiano_11_12.html)>.

## 6. Modelagem de trajetória de massas de ar com o programa HYSPLIT

Existem vários e diferentes programas que simulam e modelam as massas de ar, entre eles: *Flexible Trajectories model* (FLEXTRA), *CAPITA Monte Carlo* (CMC), *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory* (CMDC), *Forecasts three-dimensional isentropic* (ECMWF), entre outros (Kulshrestha & Kumar 2014). Contudo, tem sido amplamente utilizado o *HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory* (HYSPLIT), da NASA, em função de sua facilidade disponibilizada aos usuários, enquanto outros modelos requerem amplo conhecimento de programação, tornando-se restritos.

O HYSPLIT é um dos modelos de transporte atmosférico e dispersão mais utilizados na comunidade de ciências atmosféricas (Stein et al. 2016). É um sistema completo para a computação de trajetórias simples de massas de ar (Fig. 4), bem como simulações complexas de transporte, dispersão, transformação química e deposição. Uma aplicação comum é uma análise de trajetória posterior para determinar a origem das massas de ar e estabelecer relações fonte-receptor (Stein et al. 2016). O HYSPLIT também tem sido usado em uma variedade de simulações, descrevendo o transporte atmosférico, dispersão e deposição de poluentes e materiais perigosos, rastreamento e previsão da liberação de material radioativo, fumaça de incêndio, poeiras levadas pelo vento, poluentes de várias fontes fixas e móveis de emissão, alérgenos e cinzas vulcânicas.



Um dos produtos mais utilizados do Hysplit em sua versão *online* é a reconstrução das trajetórias massas de ar conforme figura 4. A partir desse produto pode-se delinear a trajetórias das massas de ar de acordo com data, hora, coordenada geográfica e altitude fornecidos pelo usuário. O produto final é um mapa com o ponto solicitado, as massas de ar pontuadas de acordo com a quantidade de dias solicitado e as alturas percorridas. A interpretação da figura 4 indica proveniência das massas de ar desde o oceano Pacífico, passando pela Cordilheira Andina e seguindo pelo deserto da Patagônia até chegar ao ponto de origem delimitado pelo usuário.

O modelo pode ser executado interativamente na Web, por meio do sistema ARL READY, ou seu código executável e os dados meteorológicos podem ser baixados para um computador (versão PC) com os sistemas Windows ou Mac. A versão web foi configurada com algumas limitações para evitar a saturação computacional do servidor web ARL. A versão PC registrada está completa sem restrições computacionais, exceto que os usuários devem obter seus próprios arquivos de dados meteorológicos. A versão não registrada é idêntica à versão registrada, exceto que as concentrações de plumas não podem ser calculadas com os arquivos de dados meteorológicos previstos (Silva 2013). No material suplementar está disponível o roteiro com as etapas para que se construa a trajetória apresentada na figura 4.

## 7. Conclusões

Diante da alta complexidade dos sistemas atmosféricos atuais e passados, estudos de circulação atmosférica devem utilizar a mais ampla possível gama de estratégias analíticas como as expostas acima, com destaque para análises ópticas, granulométricas, minerais, químicas, isotópicas nas modelagens da trajetória de grandes massas de ar.

NOAA HYSPLIT MODEL  
Backward trajectories ending at 0000 UTC 11 Dec 10  
CDC1 Meteorological Data

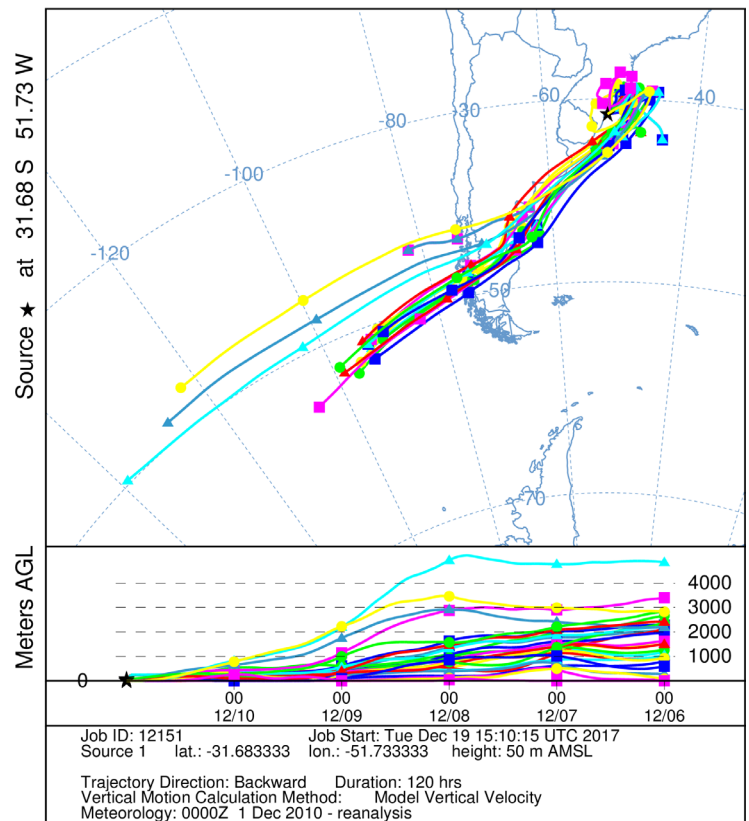


Figura 4. Exemplo de trajetória retrospectiva de 5 dias a partir dia 11 de dezembro de 2010

## Agradecimentos

Nossos agradecimentos ao editor- chefe da Revista Terrae Didática, prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro (Unicamp) e aos revisores anônimos pelas críticas e sugestões. Adicionalmente agradecemos a CAPES, CNPQ, FAPERJ e INCT- Criosfera pelo provimento de bolsas.

## Referências

- Arimoto R. 2001. Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition. *Earth-Sci. Rev.*, **54**:29-42. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00040-X).
- Basile I., Grousset F.E., Revel M., Robert J., Biscaye P.E. 1997. Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome-C) during glacial stages 2, 4 and 6. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**:573-589. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00255-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00255-5).
- Castagna, A., Evangelista, H., Tilstra, L. G. Kerr, R. 2014. Emissions from potential Patagonian dust

- sources and associated biological response in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Biogeosciences Discuss.*, **11**, 11671-11699. DOI: <https://doi.org/10.5194/bgdc-11-11671-2014>.
- Choobari O., Alizadeh Z.-R., Sturman A. 2014. The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: A review. *Atmos Res.*, **138**:152-165. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.007>.
- Dammshäuser Anna, Wagener T., Heller M. I., Streu P., Peter L. 2011. Atmospheric supply of Al, Fe and Ti to the Atlantic Ocean. *Geophysical Research Abstracts*, **13**: EGU2011-10076.
- Delmonte B., Basile-d. I., Petit J., Maggi V., Revel-roland M. 2004. Comparing the EPICA and Vostok dust records during the last 220,000 years: Stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. *Earth-Sci. Rev.*, **66**:63-87. DOI: [10.1016/j.earscirev.2003.10.004](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.004).
- Delmonte B., Baroni C., Andersson P.S., Narcisi B., Salvatore M.C., Petit J.R., Scarchilli C., Frezzotti M., Albani S., Maggi V. 2013. Modern and Holocene aeolian dust variability from Talos Dome (Northern Victoria Land) to the interior of the Antarctic ice sheet. *Quat. Sci. Rev.*, **64**:76-89. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.033>.
- Duce R. A. 1986. The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity. In: Buat-Menard, P. ed. 1986. *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*. D. Reidel, Dordrecht. p. 497-529.
- Duce R.A., Tindale N. W. 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**:715-726. DOI: [10.4319/lo.1991.36.8.1715](https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1715).
- Evangelista H., Maldonado J., Santos E.A.dos, Godoi R.H.M., Garcia C.A.E., Garcia V.M.T., Johnson E., Cunha K.D.da, Leite C.B., Van Grieken R. 2010. Inferring episodic atmospheric iron fluxes in the Western South Atlantic. *Atmos. Environ.*, **44**(5):703-712. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.11.018>.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons: United States, 588p.
- Formenti P., Schuetz L., Balkanski Y., Desboeufs K., Ebert M., Kandler K. 2010. Recent progress in understanding physical and chemical properties of mineral dust. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**:31187-31251. DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-11-8231-2011>.
- Gaiero D. M., Brunet F., Probst J.-l., Depetris P. J. 2007. A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. *Chem. Geol.*, **238**:107-120. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.003>.
- Garrison V.H., Shinn E.A., Foreman W.T., Griffin D.W., Holmes C.W., Kellogg C.A., Majewski M.S., Richardson L.L., Ritchie K.B., Smith G.W. 2003. African and Asian dust: from desert soils to coral reefs. *BioScience*, **5**:469-480.
- Gassó S., Stein A.F. 2007. Does dust from Patagonia reach the sub-Antarctic Atlantic Ocean? *Geophys. Res. Lett.*, **34**:GL027693. DOI: [10.1029/2006GL027693](https://doi.org/10.1029/2006GL027693).
- Gassó S., Grassian V.H., Miller R.L. 2010. Interactions between Mineral Dust, Climate, and Ocean Ecosystems. *Elements*, **13**:247-252. DOI: <https://doi.org/10.2113/gselements.6.4.247>.
- Gioia S.M.C.L., Babinski M., Weiss D. J. Kerr, Américo A.F.S. 2010. Insights into the dynamics and sources of atmospheric lead and particulate matter in São Paulo, Brazil, from high temporal resolution sampling. *Atmospheric Research*, **98**:478-485. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.08.016>.
- Grousset F. E., Biscaye P.E. 2005. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chem. Geol.*, **222**:149-167. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.006>.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. S.D. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. 996p. 2007. URL: [http://www.natbrasil.org.br/Docs/ipcc\\_2007.pdf](http://www.natbrasil.org.br/Docs/ipcc_2007.pdf). Acesso 28.08.2017.
- Iriondo M. 2000. Patagonian dust in Antarctica. *Quat. Int.*, **71**:83-86. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00035-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00035-5).
- Kohfeld K. E., Harrison S. P. 2001. DIRTMAP: The geological record of dust. *Earth-Sci. Rev.*, **54**:81-114.
- Koren I., Kaufman Y.J., Washington R., Todd M.C., Rudich Y., Vanderlei J. Martins D.R. 2006. The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, **1**:014005. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00042-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00042-3).
- Kulkarni P, Paul A. B., Klaus W. 2011. *Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications*. John Wiley & Sons. 883p.
- Kulshrestha, U., Kumar B. 2014. Airmass Trajectories and Long Range Transport of Pollutants: Review of Wet Deposition Scenario in South Asia. *Adv Meteorol.*, **2014**:1-14. DOI: <http://dx.doi.org/10.1155/2016/8167903>.
- Lee M.K., Lee Y.II, Yi H.II. 2010. Provenances of atmospheric dust over Korea from Sr-Nd isotopes and rare elements in early 2006. *Atmos. Environ.*, **44**:2401-2414. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.04.010>.
- McMurry P. H. 2000. A review of atmospheric aerosol measurements. *Atmos. Environ.*, **34**:1959-1999. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00455-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00455-0).
- Maher B.A., Prospero J.M., Mackie D., Gaiero D. H., P.P., Balkanski Y. 2010. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Sci. Rev.*, **99**:61-97. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>.
- Mahowald N. M., Baker A.R., Bergametti G., Brooks N., Duce R.A., Jickells T.D., Kubilay N., Prospero J.M., Tegen I., 2005. The atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Global Biogeochem Cycles*, **19**:GB4025. DOI: [10.1029/2004GB002402](https://doi.org/10.1029/2004GB002402).
- Martin J. H. 1991. Glacial-interglacial CO<sub>2</sub> change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**:1-13. DOI: [10.1029/PA005i001p00001](https://doi.org/10.1029/PA005i001p00001).
- Moore J K., Doney S.C., Glover D.M., David M., Fung I. Y. 2002. Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep-*

- Sea Research*, **49**:463-507. DOI: 10.1016/S0967-0645(01)00109-6.
- NASA National Aeronautics Space Administration. Earth Observatory. 2010. *Imagens do satélite MODIS*. NASA. URL: <https://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/view.php?id=42446>. Acesso 06.02.2018.
- Pereira E. B., Evangelista H., Pereira K. C. D., Cavalcanti I. F. A., Setzer A. W. 2006. Apportionment of black carbon in the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.*, **111**, D03303. DOI: DOI: 10.1029/2005JD006086.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **199**:429-436. DOI: 10.1038/20859.
- Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. 1994. Comitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta*, **298**:209-217. DOI: [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6).
- Prospero J.M. 2002. The Chemical and Physical Properties of Marine Aerosols: An Introduction. In: Giganguzza A., Pelizzetti E., Sammartano S. eds. 2002. *Chemistry of marine water and sediments*. Environmental Science. Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-662-04935-8.
- Rodríguez S., Alastuey A., Querol X. 2012. A review of methods for long-term in situ characterization of aerosol dust. *Aeolian Res.*, **6**:55-74. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2012.07.004>.
- Scanza R. A., Mahowald N., Ghan S., Zender C. S., Kok J. F., Liu X., Zhang Y., Albani S. 2015. Modeling dust as component minerals in the Community Atmosphere Model: development of framework and impact on radiative forcing. *Atmospheric Chem. Phys.*, **15**:537-561. DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-15-537-2015>.
- Silva C. 2013. *Modelagem Lagrangeana da Dispersão Atmosférica de Radionuclídeos e Sistemas de Informação Geográfica como Ferramentas de Suporte ao Planejamento de Emergência na Área de Influência do Complexo Nuclear de Angra dos Reis - RJ*. COPPE- UFRJ. 251p. (Tese Dout.).
- Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. 2016. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**:2059-2077. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>.
- Revel-Rolland M., De Deckker P., Delmonte B., Hesse P.P., Magee J.W., Basile-Doelsch I., Grousset F., D. Bosh. 2006. Eastern Australia: A possible source of dust in East Antarctica interglacial ice. *Earth Planet Sc. Lett.*, **249**:1-13. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.028>.
- Rodríguez S., Alastuey A., Querol X. 2012. A review of methods for long-term in situ characterization of aerosol dust. *Aeolian Res.*, **6**: 55-74. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2012.07.004>.
- Valeriano C.M., Medeiros S.R., Vaz G.S., Neto, C. C. A. 2008. *Sm-Nd Isotope dilution Tims Analyses of Bcr-1, Agv-1 and G-2 USGS Rock Reference Materials*: Preliminary Results from the Lagir- UERJ Laboratory, Rio de Janeiro. Conference: VI South American Symposium on Isotope Geology, At San Carlos de Bariloche, Argentina. DOI: 10.13140/2.1.3079.5841.
- Vallelonga P., Gabrielli P., Balliana E., Wegner A., Delmonte B., Turetta C., Burton G., Vanhaecke F., Rosman K.J.R., Hong S., Boutron C.F., Cescon P., Barbante C. 2010. Lead isotopic compositions in the EPICA Dome-C ice core and Southern Hemisphere Potential Source Areas. *Quat. Sci. Rev.*, **29**:247-255. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.06.019>.
- Zimmermann F., Weinbruch S., Schutz L., Hofmann H., Ebert M., Kandler K., Worrigen A. 2011. Ice nucleation properties of the most abundant mineral dust phases. *J. Geophys. Res.*, **113**: D23204, 11p. DOI: 10.1029/2008JD010655.
- Weber M.E., Kuhn G., Sprenk D., Rolf C., Ohlwein C., Ricken W. 2012. Dust transport from Patagonia to Antarctica – A new stratigraphic approach from the Scotia Sea and its implications for the last glacial cycle. *Quat. Sci. Rev.*, **36**:177-188. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.016>.
- Wilson D.I, Piketh S.J, Smirnov A. Holben B.N., Kuyper B. 2010. Aerosol optical properties over the South Atlantic and Southern Ocean during the 140th cruise of the M/V SA Agulhas. *Atmos. Res.*, **98**:285-296. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.07.007>.
- World Wildlife Fund Terrestrial Ecoregions*. URL: <http://www.worldwildlife.org>. Acesso 06/11/2017.
- Yamaguchi N., Sakotani A., Ichijo T., Kenzaka T, Tani K., Baba T., Nasu M. 2012. Break Down of Asian Dust Particle on Wet Surface and Their Possibilities of Cause of Respiratory Health Effects, *Biol. Pharm. Bull.*, **35**:1187-1190. DOI: <https://doi.org/10.1248/bpb.b12-00085>.
- Young D. N. Zhao J.-X., Ellis D.J., McCulloch M.T. 1997. Geochemical and Sr-Nd isotopic mapping of source provinces for the Mawson charnockites, east Antarctica: implications for Proterozoic tectonics and Gondwana reconstruction. *Precamb. Res.*, **86**:1-19. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00030-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00030-2).