

## MEDIDAS DE $^{214}\text{Po}$ EM SÃO JOSÉ DOS CAMPOS E CACHOEIRA PAULISTA: CORRELAÇÃO COM DADOS METEOROLÓGICOS

E.V.A. MARINHO e D.J.R. NORDEMANN

Instituto de Pesquisas Espaciais — INPE  
C.P. 515, 12201 — São José dos Campos, SP, Brasil

The concentration of airborne radioactive elements is influenced by meteorological parameters such as rainfall and atmospheric stability.  $^{214}\text{Po}$ , a short life daughter product of  $^{222}\text{Rn}$ , was measured by alpha-ray spectrometry of atmospheric particles sampled on Millipore filters (0,8  $\mu\text{m}$  pore) at São José dos Campos (23° 12' S, 45° 51' W) and Cachoeira Paulista (22° 41' 19" S, 45° 00' 22" W). The influence of rainfall on the atmospheric  $^{214}\text{Po}$  was studied at São José dos Campos. The mean activity was 98 pCi/m<sup>3</sup> for dry days (without rain during the preceding two days). On the contrary, a low mean activity of 35 pCi/m<sup>3</sup> was observed for high pluviometry days 08/30 to 10/26 for which total rainfall was 365.5 mm. At Cachoeira Paulista the  $^{214}\text{Po}$  activity was correlated with the stability of the air (measured by the Richardson number), showing an accumulation of natural radioactive aerosols during periods of higher stability of the lower atmosphere.

### INTRODUÇÃO

Em toda a crosta terrestre encontram-se pequenas quantidades de urânio 238, elemento radioativo com meia-vida igual a  $4,49 \times 10^9$  anos. Um dos seus descendentes que resulta do seu decaimento é o radônio-222. Este gás raro com meia-vida de 3,8 dias está, portanto, também presente no solo e escapa regularmente para a atmosfera (Larson & Bressan, 1978) como resultado de diversos processos incluindo difusão, evaporação da umidade do solo e exalação devida a variações na temperatura e pressão ambientes.

A taxa de emissão de radônio varia de 0,2 a 2 átomos/cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> (Servant, 1964; Wilkening et al., 1972). Ela depende consideravelmente da natureza geológica do solo e do seu estado superficial e, particularmente, do seu recobrimento eventual por água, vegetação, etc. A concentração atmosférica do radônio depende primeiramente de sua taxa de emanação e, em segundo lugar, da velocidade de dispersão do radônio na atmosfera, isto é, da velocidade com que ele é arrastado: horizontalmente a partir das zonas emissoras (continentes) até as zonas fracamente emissoras (essencialmente os oceanos) e verticalmente das baixas camadas atmosféricas até as camadas de alturas mais elevadas (Servant, 1964; Israel & Israel, 1966; Lambert et al., 1982). Estes diversos processos têm como consequência uma grande variabilidade da concentração do radônio em função do tempo em um certo lugar.

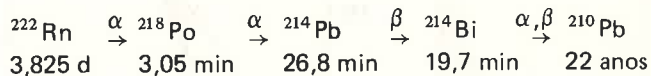
Durante as últimas décadas, técnicas extremamente sensíveis têm sido desenvolvidas para identificar e medir radionuclídeos atmosféricos naturais em concentrações muito pequenas, bem como conhecer o seu comportamento no espaço e no tempo. Isto devido ao fato de estes elementos poderem servir como traçadores naturais que trariam resultados importantes e interessantes em diversos ramos da pesquisa atual (Marinho, 1985).

### OBJETIVO DAS MEDIDAS REALIZADAS

O objetivo desta pesquisa é analisar as variações diurnas dos descendentes de curto período do radônio em correlação com parâmetros meteorológicos que possam influir nelas, como a pluviometria e a estabilidade atmosférica. Além disso, a presente investigação traz informação experimental adicional sobre a América do Sul onde foram feitas pouquíssimas medidas de concentração de radônio: Lockhart (1960) em Lima (12° S, 77° W, próximo ao oceano) e Chacaltaya (17° S, 68° W, altitude 5.200m) e por Arfinengo (1967) no Rio de Janeiro (23° S, 43° W).

O radônio, que é um elemento gasoso radioativo tem como produtos de decaimento isótopos do polônio, do bismuto, do chumbo e do tálio, que são elementos sólidos à temperatura ambiente. Por esta razão, os átomos gerados em vôo no ar a partir da desintegração de átomos de radônio têm tendência de se fixar muito rapidamente nos aerossóis presentes na atmosfera e nos obstáculos que encontram em seus caminhos (Lambert et al., 1982; Lambert, 1964).

Devido ao curtíssimo período do  $^{214}\text{Po}$ , que é de  $1,47 \times 10^{-4}$  s, o esquema de produtos de desintegração de curto período do radônio pode ser simplificado, conforme indicado no esquema abaixo:



O  $^{210}\text{Pb}$  pode ser considerado praticamente estável no presente caso.

Esses elementos são capturados sobre a superfície de um filtro de membrana e as concentrações de  $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  e  $^{214}\text{Po}$  consideradas constantes durante o período de amostragem (Pearson & Moses, 1966; Shapiro & Forbes-Resha,

1975) podem então ser calculadas com a ajuda das correspondentes equações diferenciais.

Os filtros de membrana utilizados são feitos de uma mistura de ésteres de celulose. A principal característica destes filtros é reter as partículas maiores que os seus poros na sua superfície, o que facilita a análise destes elementos. O filtro de membrana millipore do tipo AA (82% de porosidade com  $0,8\mu\text{m}$  de diâmetro de poro, 17 mm de diâmetro) foi empregado nas amostragens. Nakatami (1978) e Nazaroff (1983) informaram que o seu rendimento na retenção das partículas atmosféricas foi de 99%. O raio médio das partículas que agregam descendentes do Rn foi medido por Nakatami (1978) e assume valores no intervalo de  $10^{-1}$  a  $10^{-2}\mu\text{m}$ .

Supôs-se que a eficiência de retenção do filtro e o fluxo de ar durante a amostragem permaneceriam constantes. Para uma aspiração de 5 horas em um dia quente e seco a variação no fluxo foi de  $20\text{ l/h}$ , que corresponde a 1,2% do volume de ar aspirado em 1 hora, que é irrelevante.

Assim que termina a aspiração do ar sobre o filtro, este é colocado em uma câmara de vácuo a  $5,1 \pm 0,1\text{ mm}$  da superfície ativa do detetor e feito vácuo da ordem de  $10^{-1}$  a  $10^{-2}$  Torrilli por meio de uma bomba de vácuo Edwards E2M2, medido com um medidor de vácuo da mesma marca modelo PRK/10.

Existem dois fatores principais que justificam o uso deste vácuo relativamente alto: o primeiro é que a perda de energia das partículas alfa no espaço existente entre o filtro e o detetor, quando faz-se vácuo, é praticamente nula. O outro é que o detetor tem melhor desempenho quando não está sujeito a influências externas como temperatura.

Na segunda fase deste trabalho foi colocada uma peça entre a fonte emissora alfa e o detetor; deste modo conseguiu-se uma melhoria na eficiência de detecção, o que permitiu uma aproximação maior entre o filtro e o detetor.

Um ponto a destacar no presente trabalho é o da utilização de detetores de diodo semicondutor na detecção de

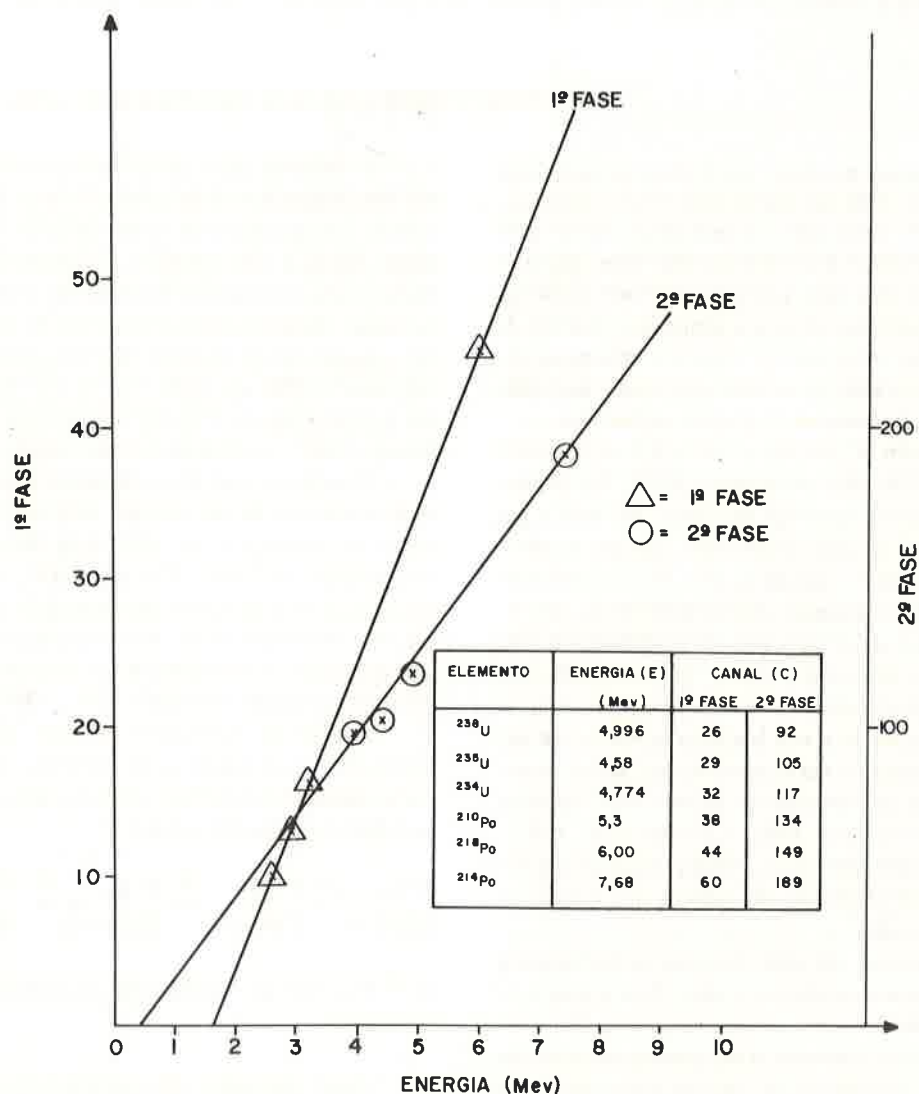


Figura 1 — Relação da energia versus o número do canal para a 1 e 2 fases. Os triângulos e os círculos na figura correspondem aos dados obtidos experimentalmente para a 1 e 2 fases, respectivamente. A tabela anexa fornece as características da fonte utilizada.

partículas alfa. Além de eles permitirem que as medidas sejam feitas no local de amostragem, os detectores possuem outras vantagens adicionais como baixo ruído de fundo. Vale salientar também que devido ao fato de as amostras serem fontes alfa delgadas, não é necessário um tratamento químico nas amostras para que seja feita sua espectrometria, que é o caso de fontes espessas onde, através de separações químicas, procura-se o elemento cujo isótopo é emissor alfa.

O recolhimento de amostras de aerossóis presentes no ar sobre filtros constou de duas fases. A primeira delas foi realizada nas dependências do INPE de São José dos Campos (latitude:  $23^{\circ} 12' S$ , longitude:  $45^{\circ} 51' W$ , altitude: 600m) e a segunda no INPE de Cachoeira Paulista (latitude:  $22^{\circ} 41' 19'' S$ , longitude:  $45^{\circ} 00' 22'' W$ , altitude: 574m). Estas duas cidades localizam-se no Vale do Rio Paraíba do Sul no Estado de São Paulo. A noroeste do Vale do Paraíba está a Serra da Mantiqueira com 1800m de altura e a sudeste tem-se a Serra do Mar com altura que varia entre 1000m (SJC) e 1800m (C.P.). A distância das duas cidades até o mar é de aproximadamente 110km, e a distância entre elas é de 100km.

#### PRIMEIRA FASE: SÃO JOSÉ DOS CAMPOS

Amostragens sistemáticas de filtros foram feitas no período de fevereiro a outubro de 1983. O objetivo destas

medidas era estudar variações nas concentrações dos elementos radioativos naturais e correlacioná-los com parâmetros meteorológicos, principalmente a chuva.

Dois séries de amostras foram tomadas, uma pela manhã e outra à tarde. De 28/02/83 a 01/08/83 as aspirações nos filtros tinham início às 8:00 e às 12:00h, e de 03/08/83 a 23/10/83 iniciavam-se às 10:30 e às 14:30 h. A duração das amostragens em ambos os períodos foi de 90 minutos. A mudança no horário das medidas ocorreu para que houvesse uma otimização do sistema de medidas. As amostras foram colhidas nas vizinhanças do antigo Laboratório de Geofísica Nuclear e Geomagnetismo.

Na primeira fase para um tempo de 90 minutos, o fluxo médio foi de  $0,04 \text{ m}^3/\text{min}$ , e o volume total de ar aspirado foi eventualmente medido com um medidor de volume de ar do Liceu de Artes e Ofícios (São Paulo).

Na segunda fase para um tempo de amostragem de 60 minutos, teve-se um fluxo de  $0,006 \text{ m}^3/\text{min}$ . A variação no fluxo de ar (de  $0,04 \text{ m}^3/\text{min}$  para  $0,006 \text{ m}^3/\text{min}$ ) foi devida principalmente à mudança do porta-filtros grande para o porta-filtros pequeno. Nesta fase foram usados um fluxômetro CONAUT e um fluxômetro OMEL modelo IP50402 V04.

Em ambas as fases supôs-se que não haveria mudanças significativas nas condições meteorológicas no intervalo de aspiração. Esta afirmação concorda com os dados obtidos por Subba Ramu & Vohra (1969) e Gogolak & Beck (1978).

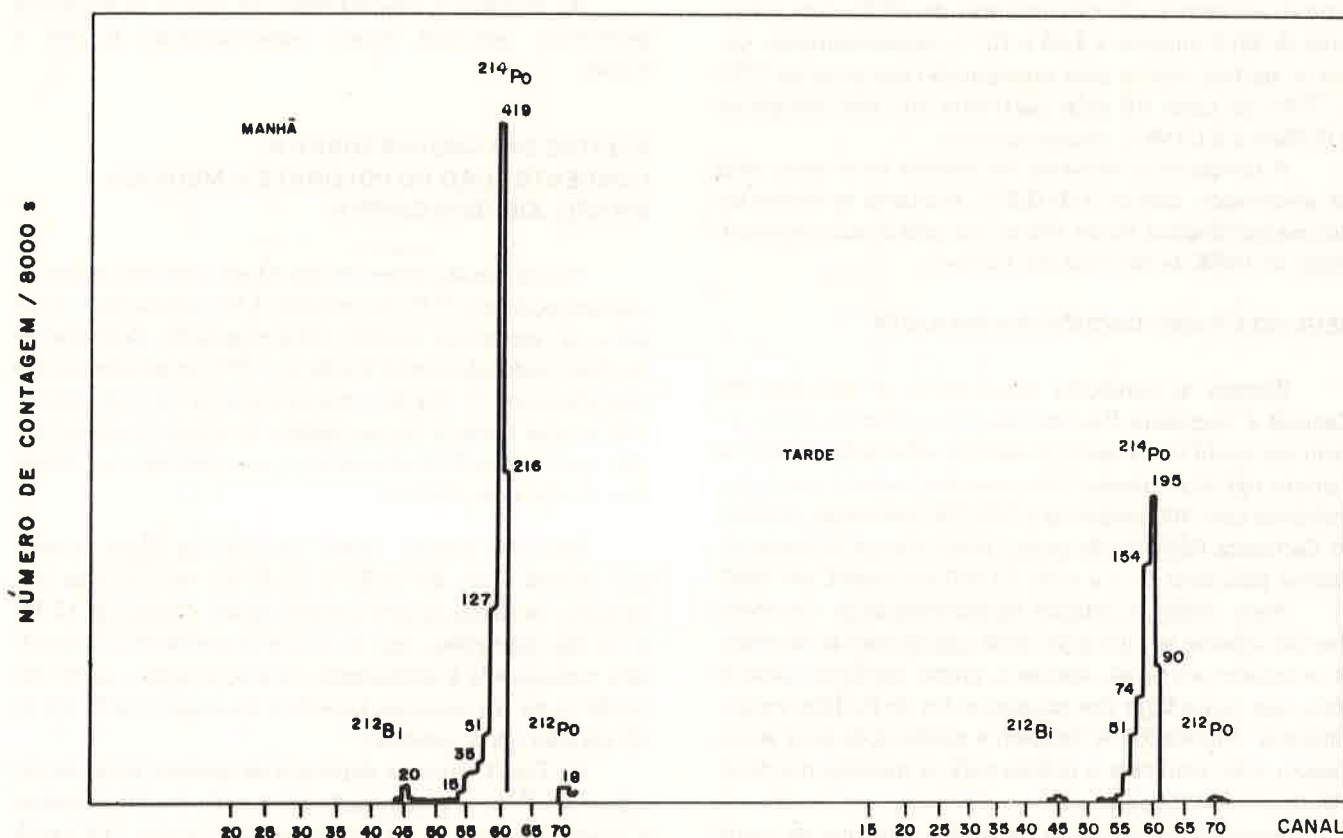


Figura 2 — Espectro de uma amostra de filtro feita pela manhã (espectro da esquerda) e outra à tarde (espectro da direita) ambas com tempo de acumulação de 8000s. Dentro da figura identificam-se os picos dos elementos  $^{212}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Po}$  e  $^{212}\text{Po}$  e suas respectivas contagens.

Ao final da amostragem, o filtro era colocado diretamente abaixo da superfície ativa do detetor a 6 mm desta, segundo uma geometria padrão. O detetor usado foi um ORTEC, modelo A-025-200-100, com resolução de 25 keV FWHM para partículas alfa do  $^{241}\text{Am}$ , uma área ativa de  $200\text{mm}^2$  e profundidade de depleção de  $100\mu\text{m}$ . O espectro deste filtro era então registrado no analisador multicanal e a seguir impresso.

A calibração em energia foi feita com uma fonte de  $^{238}\text{U}$ - $^{235}\text{U}$  em equilíbrio radioativo. A reta de calibração que é dada pela relação energia (E) versus número de canal (C) obedece à seguinte equação:

$$C = 9,82 E - 15,6 \quad (\text{E sendo expressa em MeV}), \quad (1)$$

ajustada aos dados observados pelo método dos mínimos quadrados e cujo coeficiente de determinação é  $r = 1,00$ . Nestas condições cada canal corresponde a um intervalo de energia de 128 keV. Na Fig. 1 tem-se a reta de calibração para a primeira fase de medidas. O ruído de fundo do sistema foi de 0,2 contagens por hora em todo espectro e foi, portanto, considerado nulo.

A duração da acumulação dos dados no analisador multicanal foi de 8000 e 4000s no primeiro e segundo período de amostragens, respectivamente. Um espectro típico de uma medida feita pela manhã e outra à tarde está mostrado na Fig. 2. Nesta figura pode-se observar claramente a presença de três picos que correspondem ao  $^{214}\text{Po}$  (canal 60),  $^{218}\text{Po}$  e  $^{212}\text{Bi}$  (canal 45) e  $^{212}\text{Po}$  (canal 71). Os dois últimos elementos são descendentes do  $^{220}\text{Rn}$  com meias-vidas de 60,4 minutos e  $4,04 \times 10^{-7}\text{s}$ , respectivamente. Como se verifica, ocorre uma superposição dos picos do  $^{212}\text{Bi}$  e  $^{218}\text{Po}$  no canal 45 cujas partículas alfa têm energia de 6,00 MeV e 6,09 MeV, respectivamente.

A temperatura ambiente foi medida no próprio local da amostragem com erro de  $0,5^\circ\text{C}$ , enquanto os outros dados meteorológicos foram fornecidos pela estação meteorológica do INPE de São José dos Campos.

## SEGUNDA FASE: CACHOEIRA PAULISTA

Embora as condições topográficas de São José dos Campos e Cachoeira Paulista sejam semelhantes como foi visto no início desta seção, o aspecto urbano é totalmente distinto nas duas cidades: São José dos Campos é um polo industrial com 400 indústrias e 300.000 habitantes, enquanto Cachoeira Paulista não possui praticamente nenhuma indústria poluidora do ar e tinha 25.000 habitantes, em 1980.

Além disso, a estação meteorológica de Cachoeira Paulista situa-se em um lugar onde não existem praticamente anteparos artificiais, apenas o prédio térreo do Laboratório que fica a 50m dos equipamentos de medidas meteorológicas. Aproveitou-se também a presença de uma aparelhagem mais completa e precisa para as medidas dos fenômenos meteorológicos.

Aproveitando-se da praticamente ausência de poluição urbana e da maior precisão e facilidade para medidas meteorológicas, fizeram-se mudanças radicais na metodo-

logia de obtenção dos teores de  $^{214}\text{Po}$  com o objetivo de tentar fazer uma análise quantitativa da estabilidade atmosférica nesta região e estudar flutuações diurnas como umidade relativa e pressão atmosférica.

Para tal foram feitas medidas de 23/08/84 a 19/10/84 com intervalo de 4 horas entre as amostragens nos filtros. Os dados meteorológicos: pressão atmosférica, umidade relativa, direção e velocidade do vento e temperatura medida em três níveis diferentes (1, 2 e 4m, a partir de 25/09/84) foram obtidos na estação meteorológica de Cachoeira Paulista (mesmo local das amostragens), em intervalos de 15 minutos, durante o período de aspiração.

Após a aspiração o filtro era colocado para contagem, a  $5,1 \pm 0,1\text{mm}$  da superfície ativa do detetor. O detetor utilizado foi um ORTEC, modelo A-025-300-100, com área ativa de  $300\text{mm}^2$ . A calibração em energia foi feita com a fonte de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  em equilíbrio radioativo, cuja reta de energia (E) versus canal (C) é dada pela equação:

$$C = 26,76 E - 13,88 \quad (\text{E sendo expresso em MeV}), \quad (2)$$

com coeficiente de determinação  $r = 0,99$ . O intervalo de energia por canal é de 41 keV.

A resolução em energia para partículas alfa do  $^{238}\text{U}$  é de 1,09%. O ruído de fundo eletrônico em todo o espectro foi de 5 contagens por hora, e o ruído de fundo de um filtro "branco" na região do pico do  $^{214}\text{Po}$  foi de duas contagens por hora.

Na primeira e segunda fases, os valores da eficiência geométrica calculada foram respectivamente 0,1384 e 0,252.

## EFEITOS DAS CHUVAS SOBRE A CONCENTRAÇÃO DO POLÔNIO 214 MEDIDOS EM SÃO JOSÉ DOS CAMPOS

Para o estudo destes efeitos foram coletados dados de concentração do  $^{214}\text{Po}$  na atmosfera em vários dias chuvosos e as respectivas medidas de precipitação. Coletaram-se também dados da concentração do  $^{214}\text{Po}$  antes e depois dos dias chuvosos. O objetivo destas medidas foi o de estudar não apenas o efeito da quantidade de chuva na concentração do Polônio-214 atmosférico mas também os efeitos observados após as chuvas.

Para esta análise foram utilizados os dados obtidos pela manhã entre 28/02/83 e 23/10/83 em São José dos Campos; os dados da precipitação foram obtidos às 12:00 h do dia da medida, isto é, a quantidade de chuva assinada corresponde à acumulação de precipitação a partir das 12:00 h do dia anterior à medida de concentração até às 12:00 h do dia da medida.

Na Fig. 3 tem-se a seqüência de medidas feitas de atividade do  $^{214}\text{Po}$  e precipitação em função dos dias. Nota-se o aspecto distinto de três períodos onde se têm (3a) vários dias com chuvas fortes; (3b) grande período de chuvas e depois dias secos; (3c) chuvas praticamente constante.

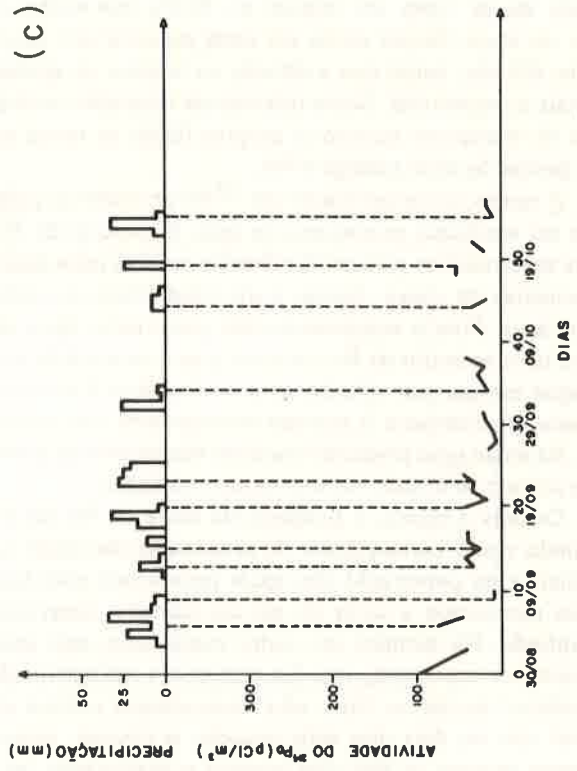
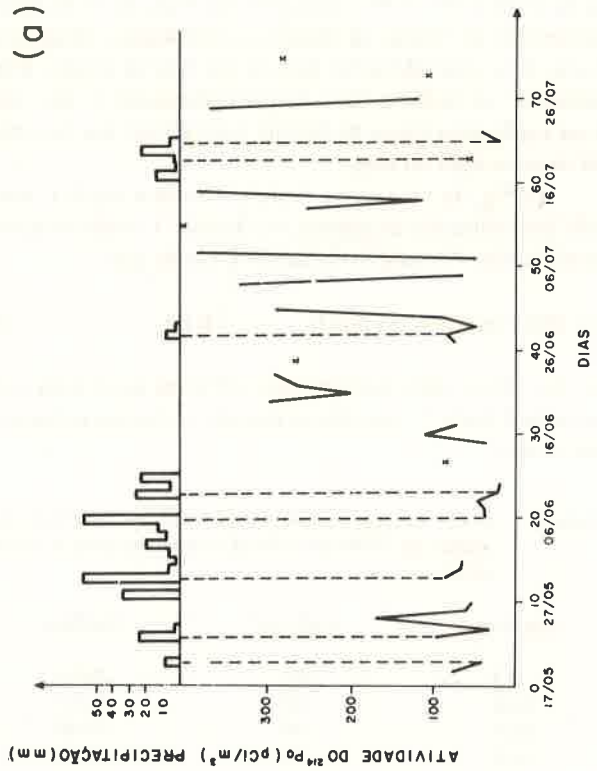
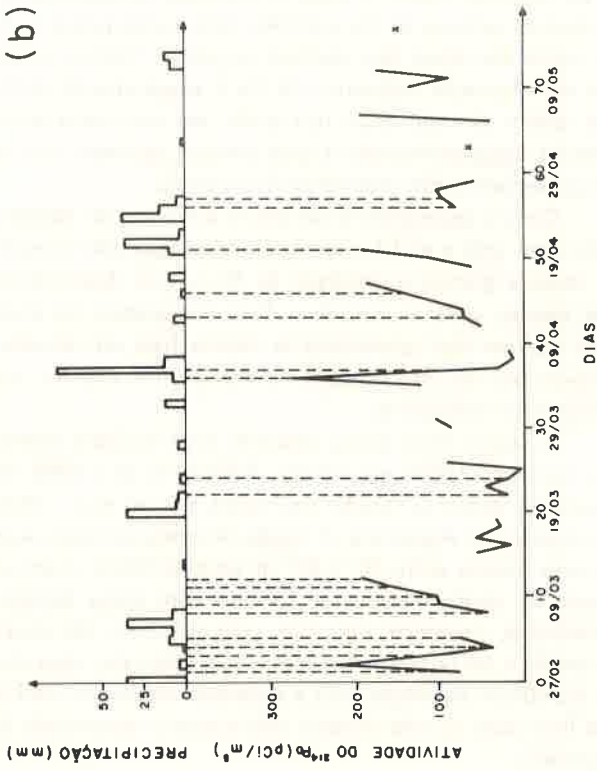


Figura 3 — Medidas das atividades do  $^{214}\text{Po}$  (feitas às 8 h da manhã) e precipitação pluviométrica em função do tempo, obtidos em São José dos Campos no período de (a) 17/05/83 a 31/07/83; (b) 27/02/83 a 16/05/83; (c) 30/08/83 a 26/10/83.

No período de 17/05 a 30/07 (Fig. 3a) observa-se o efeito de uma seqüência de fortes chuvas entre 27/05 e 11/06 perfazendo um total de 254,6mm de precipitação, a concentração do  $^{214}\text{Po}$  manteve-se a um nível médio de 137,4 pCi/m<sup>3</sup> nos dias de chuva.

Na Fig. 3 onde a precipitação total foi de 365,6mm (uma média de 6,5mm de chuva por dia) a média da atividade do  $^{214}\text{Po}$  caiu para 68,3 pCi/m<sup>3</sup> nos dias chuvosos.

Nas Figs. 3a, b e c pode-se verificar então que:

- a concentração de  $^{214}\text{Po}$  na atmosfera apresenta uma diminuição durante ou logo após os períodos de chuva;
- a queda de concentração de  $^{214}\text{Po}$  pode ser mais ou menos brusca dependendo da quantidade de chuva e das condições meteorológicas;
- a concentração tende a subir novamente nos dias posteriores às chuvas.

Procurar-se-á analisar a seguir os possíveis processos que explicam os fenômenos descritos acima. O Rn formado no solo através da desintegração do  $^{226}\text{Ra}$  existente nas rochas tem um movimento inicial de recuo devido a essa desintegração. Esta energia cinética de 100eV é despendida numa trajetória da ordem de  $3 \times 10^{-6}$  cm nas próprias rochas, da ordem de  $8 \times 10^{-3}$  cm no ar e da ordem de  $10^{-5}$  cm na água. Os átomos de Rn podem completar seu recuo nas porosidades do solo ou podem ficar retidos nos próprios minerais ou moléculas do solo.

Além desse movimento de curto alcance o Rn devido a sua natureza gasosa, pode migrar por difusão, que ocorre quando ele se move em relação ao fluido que enche os poros do meio. Nesses poros ele pode penetrar por recuo ou por difusão, sendo que a difusão no interior de cristais minerais é desprezível. Outro processo de migração é o chamado de transporte quando o próprio fluido se move no meio poroso levando consigo o Rn.

A queda na concentração do  $^{214}\text{Po}$  atmosférico pode então ser explicada primeiramente pelo transporte do Rn e seus descendentes para profundidades maiores pelas águas provenientes da chuva, devido à alta solubilidade do radônio na água. Com o entupimento dos poros pelas águas da chuva, há o acúmulo de Rn no solo, pois a quantidade que consegue escapar por difusão para a atmosfera é bastante pequena relativamente à exalada normalmente com o solo seco. Há então uma preponderância do mecanismo de transporte sobre o de difusão no solo nestas condições.

Cessada a chuva, o bloqueio da saída de Rn vai diminuindo como consequência da evaporação das águas superficiais e da penetração das águas para níveis mais profundos permitindo a saída do gás das camadas superiores por difusão. Há também um outro mecanismo, este essencialmente de transporte, que faz com que a radioatividade atmosférica devida ao Rn e seus descendentes retorne ao normal (um ou dois dias após cessadas as chuvas), principalmente quando se têm dias quentes e ensolarados (ex.: dia 13/06, temperatura de 25°C, céu limpo e Sol; no dia 01/07 apesar da temperatura 17,5°C o rápido aumento na

concentração de  $^{214}\text{Po}$  pode ser explicado pela presença de uma espessa neblina) e desde que não ocorram ventos fortes (que não foi medido na ocasião). Esse mecanismo ocorre do seguinte modo: a água ao penetrar no solo dissolve os átomos solúveis de Ra contidos nele e estes passam a fazer parte das águas que enchem os poros. Tem-se, então, por desintegração radioativa do Ra o aparecimento do Rn que apesar do seu recuo fica ainda, em sua maior parte, contido nessa porosidade a qual contém também íons de Rn provenientes dos átomos de Ra vizinhos.

Com o aquecimento do solo e diferença de temperatura entre solo e ar, há evaporação dessa água que transporta consigo grande quantidade de Rn e seus descendentes que passam para a atmosfera. Esse mecanismo faz então com que em dias posteriores às chuvas haja um aumento considerável do Rn atmosférico não só por difusão, mas também por transporte.

A análise feita acima concorda com os dados obtidos por Servant (1964) em Saclay, Fontan et al. (1966) em Toulouse, ambas as cidades na França, e Israel et al. (1966) em Aachen na Alemanha. A região de pesquisa destes autores está situada entre 45° e 60° de latitude Norte, a uma altitude de aproximadamente 200m e com clima oceânico semelhante (invernos rigorosos com máximos de chuvas no verão e no outono). De acordo com Servant, uma chuva de 10mm de altura freia a emissão de Rn do solo de um fator dois ou três durante três dias se o terreno não for inundado.

Nas Figs. 4a, b e c foram relacionadas as atividades do  $^{214}\text{Po}$  versus a precipitação da chuva, na Fig. 4a foi considerada apenas a chuva que caiu no dia correspondente ao dia da medida do  $^{214}\text{Po}$ , enquanto nas Figs. 4b e 3c foram adicionadas as chuvas da véspera e antevéspera, respectivamente. Este procedimento deve-se ao fato já citado anteriormente: o radônio leva aproximadamente 3 dias sem chuva (após uma chuva de 10mm) para atingir seu teor normal de emissão do solo.

Na Fig. 4a uma curva limitante entre a região I, onde estão concentrados os pontos, e a região II, onde há ausência de pontos. A equação desta curva é dada por:

$$A = 219,7 \exp(-0,03 \text{ ppp1}) \quad r = 0,82 \quad (3)$$

que foi obtida pelo método dos mínimos quadrados com dados da Tabela 1, que são os pontos limitantes entre a região I e a II.

Tabela 1 — Dados de precipitação no dia de chuva (ppp1) e a atividade do  $^{214}\text{Po}$  (a) neste dia utilizados para o cálculo da curva.

ppp1/mm	A/pCi/m <sup>3</sup>	Dia/Mês
6,3	281	25/04
24,2	98	23/05
33,7	45	08/09
55,6	35	06/06
73,8	27	06/04
56,7	85	30/05

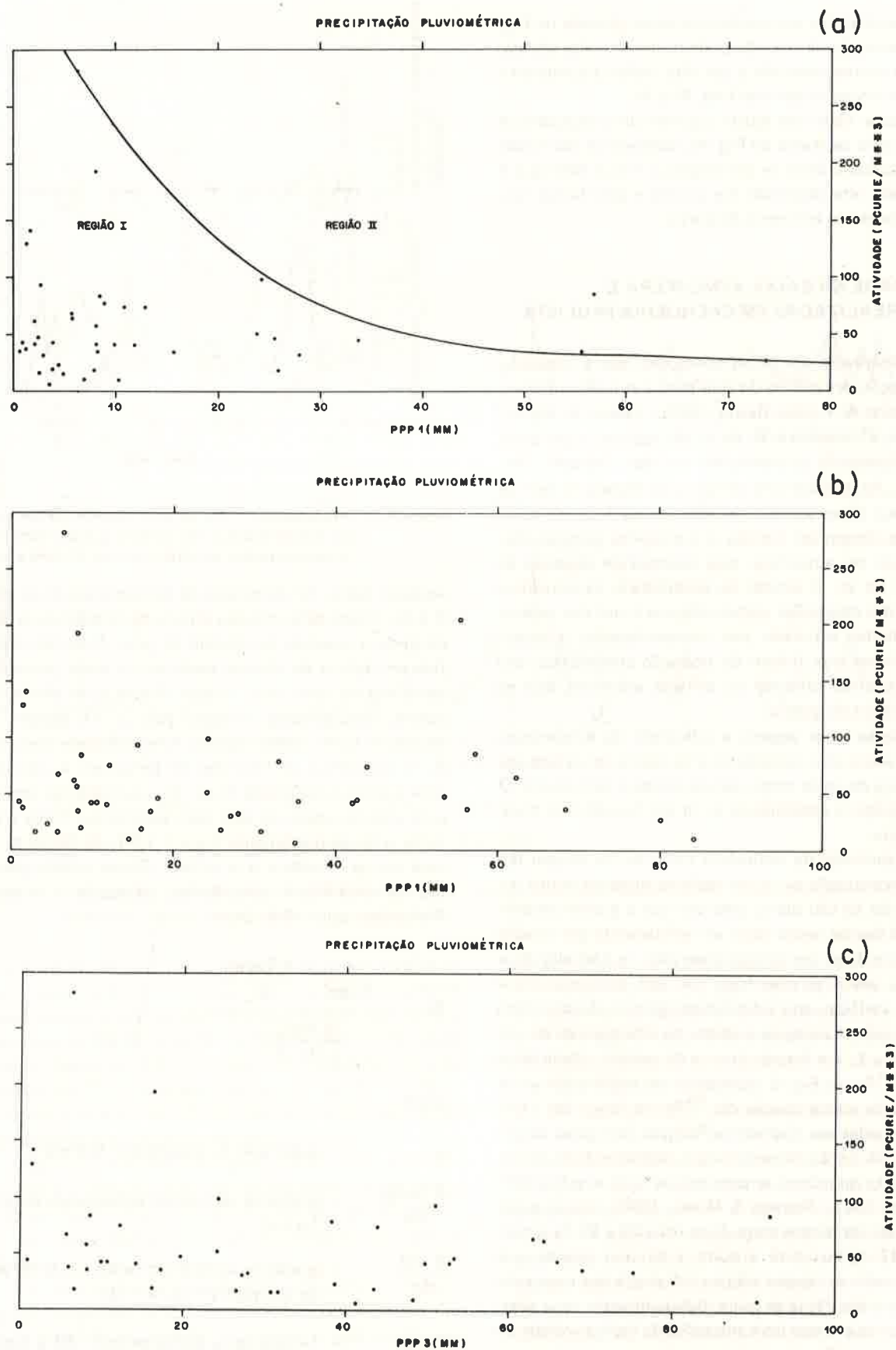


Figura 4 — Atividade do  $^{214}\text{Po}$  em função da precipitação pluviométrica (a) durante o dia da medida; (b) do dia da medida mais a precipitação pluviométrica da véspera; (c) do dia da medida mais a precipitação pluviométrica da véspera e antevéspera.

A concentração dos pontos da curva plotada na Fig. 4a leva à conclusão de que não pode haver uma alta atividade de  $^{214}\text{Po}$  correspondendo a um alto índice pluviométrico. Este fato é evidenciado nas Figs. 4b e 4c.

Tentou-se fazer um ajuste segundo uma exponencial decrescente para os dados da Fig. 4c, obtendo-se, no entanto, um baixo coeficiente de correlação,  $r = 0,3$ , fato que é explicado pela alta dispersão dos pontos e pela baixa concentração destes nos extremos da curva.

### ESTABILIDADE NA BAIXA ATMOSFERA E MEDIDAS REALIZADAS EM CACHOEIRA PAULISTA

Foi observado, em certas condições, que a intensidade da emissão de radônio do solo para a atmosfera é constante (Shapiro & Forbes-Resha, 1975; Jacobi & André, 1963) e que a concentração de ar em radônio a um certo nível é praticamente uniforme em um dado instante (Servant, 1964). As variações no tempo e no espaço do teor de radônio e seus descendentes, durante um período de baixa pluviosidade, devem ser devidos a transportes verticais destes elementos na atmosfera, cuja intensidade depende da estabilidade do ar. O estudo da estabilidade da atmosfera em função das condições meteorológicas é um dos problemas importantes estudado por meteorologistas, climatologistas e físicos que tratam de poluição atmosférica, seja próxima a centros urbanos ou centros atômicos, seja na superfície inteira do globo.

Estudar-se-á em seguida a influência da temperatura e do vento sobre uma camada de ar da baixa atmosfera, onde a presença da terra como parede sólida é primordial. O objetivo é julgar a estabilidade do ar em função dos transportes de calor.

A estabilidade da atmosfera pode ser de origem térmica. A concentração do ar em radônio aumenta muito durante as noites de céu claro, uma vez que a grande estabilidade do ar é devida nestes casos ao resfriamento por irradiação da terra e do ar em contato com esta: as camadas de ar mais baixas, sendo as mais frias, não têm tendência em se elevar. Para verificar esta estabilidade térmica da atmosfera próxima ao solo, fizeram-se medidas da diferença de temperatura do ar a 1, 2 e 4 m de altura e da radioatividade do ar através do  $^{214}\text{Po}$ . A Fig. 5 representa um registro das variações diárias da concentração do  $^{214}\text{Po}$  na época das experiências efetuadas em Cachoeira Paulista. No curso de um período de 24 horas consecutivas, a radioatividade atmosférica aumenta quando o ar próximo ao solo se esfria (Wilkening et al., 1972; Pearson & Moses, 1966). Isto é, quando há inversão de temperatura do ar (dias 26 e 27 de setembro, 16 e 17 de outubro) à noite, e diminui quando o ar próximo ao solo se aquece sobre a influência dos raios solares, durante o dia. Nota-se assim, habitualmente, uma alternância de fortes e fracas concentrações da radioatividade do ar ligada às variações de sinal do gradiente de temperatura do ar próximo ao solo.

O exemplo acima coloca em evidência a importância da estabilidade térmica da atmosfera sobre os movimentos

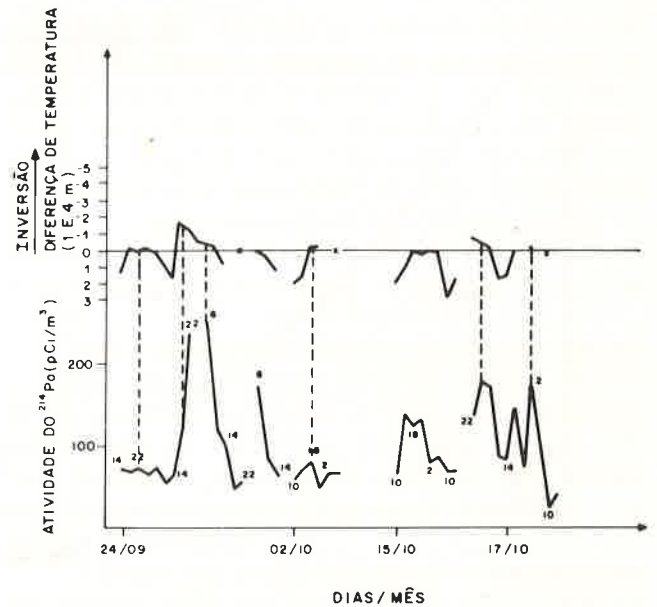


Figura 5 — Atividade do  $^{214}\text{Po}$  no ar e inversões de temperatura em função dos dias. Os números que aparecem na figura correspondem ao horário em que foi feita a medida.

verticais desta. As diferenças de temperatura do ar entre 1, 2 e 4 m foram determinadas através de termômetros de mercúrio com precisão de décimo de grau. Estes termômetros ficaram dentro de abrigos especiais os quais protegiam os termômetros dos raios solares diretos e da chuva, sendo porém, naturalmente, arejados pelo ar. Os abrigos foram fixados à torre meteorológica. A estabilidade térmica, isto é, na ocorrência de inversões de temperatura, não implica uma grande estabilidade do ar. A velocidade do vento a alguns metros acima do solo deve permanecer fraca e ser inferior a aproximadamente  $1 \text{ m/s} = 1,94 \text{ nós}$  (Servant, 1964) para que se considere o ar estável. Como critério para análise da estabilidade atmosférica, adotou-se o número de Richardson que é dado por:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\text{Temp.}} \frac{d \text{Temp.}}{dz}}{\left(\frac{d \text{Vel}}{dz}\right)^2}$$

onde:

- $g$  — aceleração da gravidade =  $9,8 \text{ m/s}^2$ ;
- $\frac{d \text{Temp.}}{dz}$  — gradiente vertical da temperatura do ar entre 1 e 4 m;
- $\frac{d \text{Vel}}{dz}$  — gradiente vertical do vento, onde foi assumido que para  $z = 0$ ,  $V = 0$ ;
- Temp — Temperatura ambiente (em  $^{\circ}\text{K}$ ) a 1 m de altura.

As velocidades e as direções do vento foram medidas através de anemômetros colocados sobre a torre meteoroló-



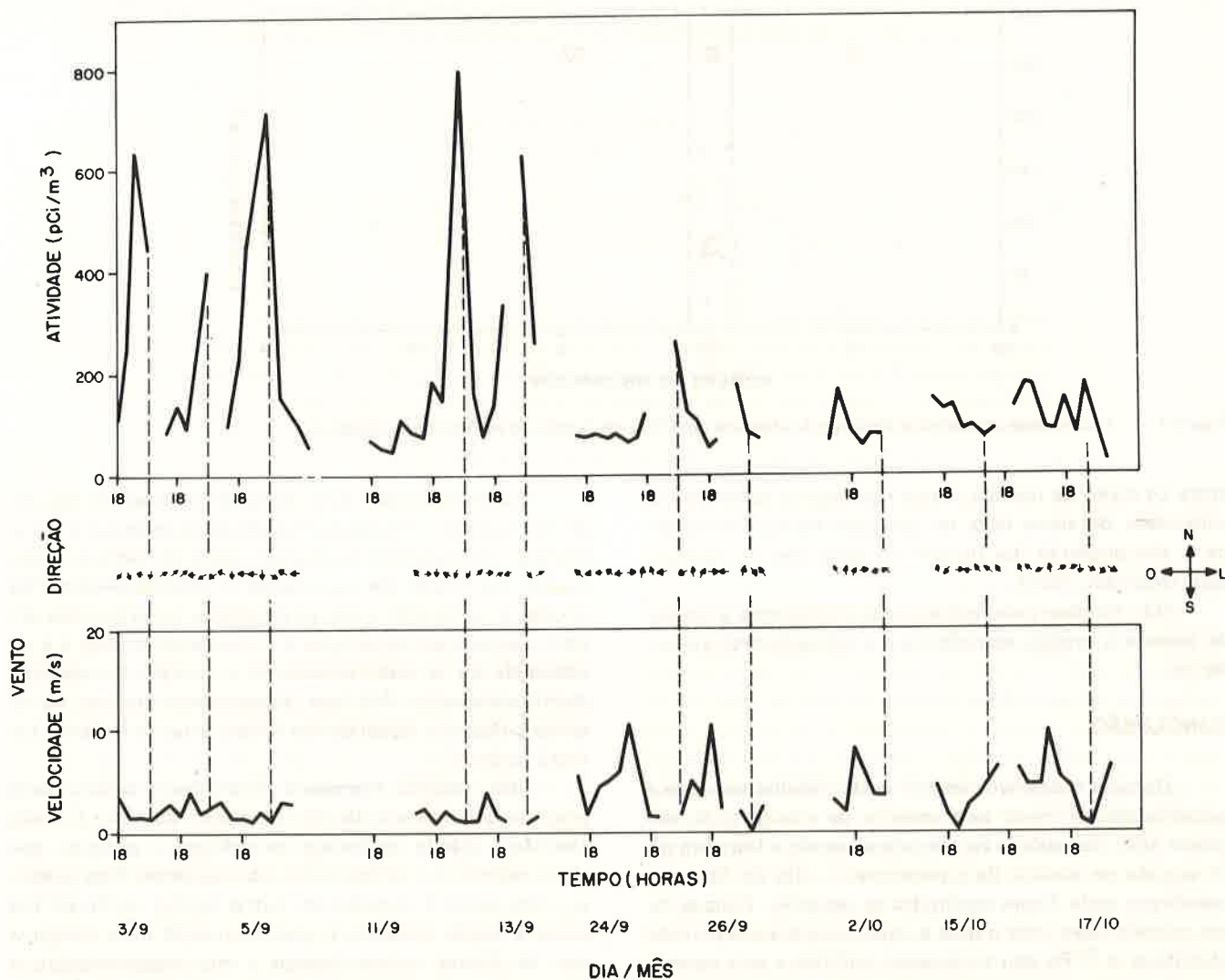


Figura 6 — Atividade do  $^{214}\text{Po}$  e vento (direção e velocidade). O intervalo entre cada medida foi de 4 horas, sendo que está indicada na figura apenas a medida das 18 horas.

gica a 10m de altura do solo. Os registros de velocidade do vento e sua direção estão representados na Fig. 6. Em todos os casos a velocidade do vento diminui à noite. Nota-se que no período de 03/09 a 14/09, os limites para a velocidade do vento foram de 0,8 e 0,4 m/s, correspondendo a altas atividades do  $^{214}\text{Po}$ , enquanto no período de 24/09 a 19/10 ocorreram ventos de até 10 m/s. Este último período corresponde à diminuição de radioatividade ambiente.

Não foi verificada nenhuma relação entre a direção do vento e a concentração de radioatividade do ar, o que era de se esperar devido à ausência de afloramento de rochas ricas em urânio e rádio nas proximidades do lugar de medida.

Os dois parâmetros, velocidade do vento e temperatura, são essenciais no estudo da estabilidade (difusão turbulenta fraca do ar) e serão analisados através de número de Richardson (Ri). De acordo com Servant (1964), para valores do número de Richardson positivos e superiores a 1,4 a energia turbulenta diminui e a estabilidade do ar aumenta, e para valores inferiores a  $-1,7$  a energia turbu-

lenta aumenta e a estabilidade da atmosfera diminui. A Fig. 7 permite uma comparação dos valores do número de Richardson na camada de ar próxima ao solo e a quantidade de  $^{214}\text{Po}$  acumulada nesta camada. Um exame da Fig. 7 mostra que, em geral, a estabilidade da atmosfera representada pelo valor do número de Richardson varia no mesmo sentido que os teores do radônio e seus descendentes na atmosfera. Esta figura foi dividida em 3 regiões distintas. Na região I, Ri varia de  $-10$  a  $-1,07$  e verifica-se que apesar do Ri variar consideravelmente, a atividade do  $^{214}\text{Po}$  é praticamente constante e aproximadamente igual a 80 pCi/m<sup>3</sup>. A região III é aquela para Ri  $> 1,4$ , que significa estabilidade atmosférica, onde se constata que a atividade assume valores notadamente superiores aos da região I. Há, no entanto, uma alta dispersão dos pontos devido principalmente ao anemômetro utilizado, que tem uma grande imprecisão para baixas velocidades do vento. A região II, de neutralidade, corresponde à neutralidade térmica, pois como se pode constatar pelo número de Richardson quando  $\Delta\text{Temp} \rightarrow 0$ ,  $\text{Ri} \rightarrow 0$ , isto é, não há troca de calor

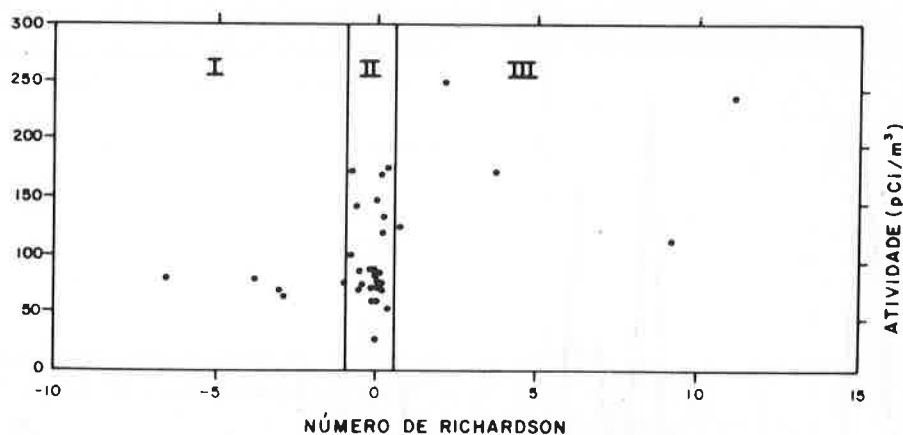


Figura 7 — Estabilidade atmosférica. Variação da atividade do  $^{214}\text{Po}$  em função do número de Richardson.

entre os níveis de medida, o que não implica porém que a velocidade do vento deva ter um valor baixo. Isto explica a alta dispersão dos pontos em condições de neutralidade (Marinho, 1985).

Não foi observada nenhuma correlação entre a umidade relativa a pressão atmosférica e a radioatividade atmosférica.

## CONCLUSÃO

Durante o desenvolvimento deste trabalho testou-se a possibilidade de medir os elementos de vida-curta do depósito ativo do radônio na atmosfera usando a filtragem do ar seguida de medida de espectrometria alfa do filtro de membrana onde foram recolhidos os aerossóis. Trata-se de um método novo com o qual a espectrometria alfa permite identificar o  $^{214}\text{Po}$  sem tratamento químico e sem necessidade de contagens sucessivas. Esta parte inclui a determinação do ruído de fundo da aparelhagem e do rendimento de detecção.

Foram realizadas duas séries de medidas em São José dos Campos e Cachoeira Paulista para pesquisar a variabilidade das atividades do depósito ativo do radônio nestes lugares, em função das suas causas. O objetivo principal foi estudar a correlação entre os resultados experimentais obtidos nestas duas localidades e a pluviometria local e a estabilidade do ar qualitativamente e, quando foi possível, quantitativamente. Até hoje pouquíssimas medidas de radônio e dos seus descendentes foram feitas na América Latina e no Brasil.

Este trabalho representa os primeiros passos numa pesquisa que visa estudar os fenômenos da baixa e média atmosfera usando os traçadores radioativos naturais, que são o radônio e o torônio e seus descendentes. Esta pesquisa compreenderá medidas em outras regiões do Brasil, tais como a região amazônica, uma correlação mais completa com os fatores meteorológicos e micrometeorológicos e uma análise das diferenças oriundas das variações de latitude e do conjunto das condições ambientais (geologia, natureza do solo, vegetação etc.).

## REFERÊNCIAS

- ARFINENGO, J.V. — 1967 — Influências meteorológicas sobre o conteúdo de radônio na atmosfera. Tese de Mestrado em Ciências. Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos.
- FONTAN, J., BIROT, A., BLANC, O., BOUVILLE, A. & DRUILLHET, A. — 1966 — Measurements of the diffusion of radon, thoron and their radioactivity daughter products in the lower layers of the Earth's atmosphere. *Tellus*, **18**: 623-632.
- ISRAEL, H., HOBERT, M. & ISRAEL, G.W. — 1966 — Results of continuous measurements of radon and its decay products in the lower atmosphere. *Tellus*, **18**: 639-641.
- ISRAEL, H. & ISRAEL, G.W. — 1966 — A new method of continuous measurements of radon ( $\text{Rn}^{222}$ ) and thoron ( $\text{Rn}^{220}$ ) in the atmosphere. *Tellus*, **18**: 557-561.
- JACOBI, W. & ANDRÉ, K. — 1963 — The vertical distribution of  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{220}\text{Rn}$  and their decay products in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **68**: 3700-3814.
- LAMBERT, G., POLIAN, G., SANAK, J., ARDOUIN, B., BUISSON, A., JEGOU, A. & LE ROULLEY, J.C. — 1982 — Cycle du radon et des ses descendants: application à l'étude des échanges troposphère-stratosphère. *Ann. Géophys.*, **38**: 487-531.
- LARSON, R.E. & BRESSAN, D.J. — 1978 —  $^{222}\text{Rn}$  as an indicator of continental air masses and air mass boundaries over ocean areas. In: *NATURAL RADIATION ENVIRONMENT*, 3.; Houston, Tx. Proceedings: Technical Information Center/U.S. Department of Energy, **1**: 308-326.
- LOCKHART, L.B. Jr. — 1960 — Atmospheric radioactivity in South America and Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **65**: 3999-4005.
- PEARSON, J.E. & MOSES, H. — 1966 — Atmospheric  $^{222}\text{Rn}$  concentration variation with height and time. *J. Appl. Meteor.*, **5**: 175-181.
- SERVANT, J. — 1964 — Le radon et ses dérivés à vie courte dans la basse atmosphère. Thèse d'Etat, Université de Paris, Paris.
- SHAPIRO, M.H. & FORBES-RESHA, J.L. — 1975 —  $^{214}\text{Bi}/^{214}\text{Pb}$  ratios in air at a height of 20m. *J. Geophys. Res.*, **80**: 1605-1613.
- WILKENING, M.H., CLEMENTS, W.E. & STANLEY, O. — 1972 —  $^{222}\text{Rn}$  flux measurements in widely separated regions. *Natural Radiation Environment II*, US ERDA Conf. 720805, p. 2, 717-730.