

15.3 Princípios e Métodos Modernos da Datação Absoluta

15.3.1 Decaimento radioativo e a datação absoluta

Como visto anteriormente, a estimativa da idade da Terra variou muito dos séculos XVI ao XIX. Com a descoberta da radioatividade, este tema ganhou maior estímulo, já que estudos realizados por Marie e Pierre Curie e por Bertram Boltwood, no início do século XX, mostraram a possibilidade de empregar um método físico na determinação da idade da Terra. Porém, antes de mostrarmos como é possível determinar a idade das rochas e minerais, vamos entender a radioatividade e o fenômeno de decaimento radioativo.

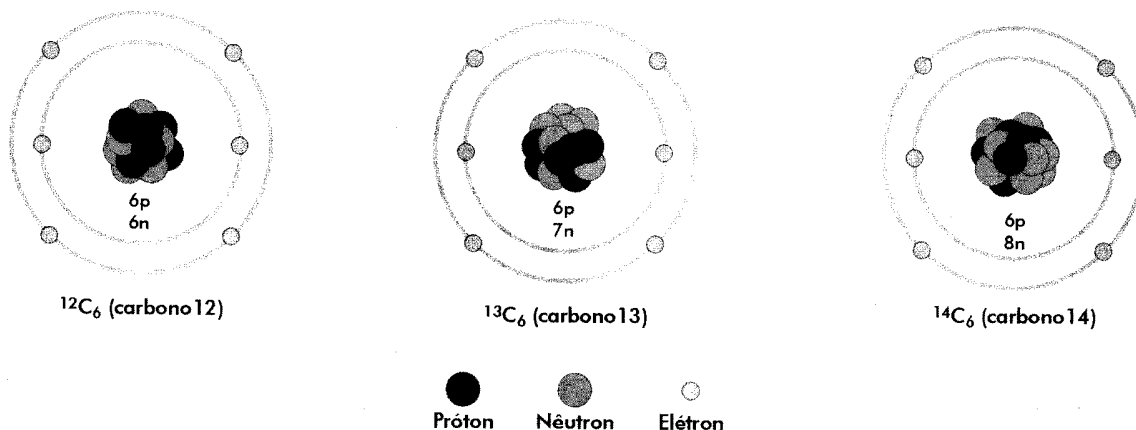
Os minerais e as rochas, assim como toda a matéria do nosso planeta, são constituídos por elementos químicos que, por sua vez, são formados por átomos. O núcleo de um átomo é composto por prótons e nêutrons e é rodeado por uma nuvem de elétrons (Fig. 15.13). O número de prótons determina o **número atômico** (Z) do elemento químico e suas propriedades e características. Assim, uma mudança no número de prótons forma um novo elemento químico com diferente estrutura atômica e, conseqüentemente, diferentes propriedades físicas e químicas.

A soma do número de prótons e nêutrons de um átomo é, por sua vez, denominada **número de massa** do átomo (A). O Carbono, por exemplo,

tem número atômico 6 e número de massa 12, 13 ou 14, dependendo do número de nêutrons presentes no seu núcleo. Elementos com o mesmo número atômico mas com diferentes números de massa são chamados **isótopos** (Fig. 15.13). A grande maioria dos isótopos é estável, tais como os do $^{12}\text{C}_6$ e $^{13}\text{C}_6$, mas outros, como o $^{14}\text{C}_6$, são instáveis. Os isótopos instáveis (radioativos) são importantes na geologia uma vez que sua taxa de decaimento pode ser usada para determinar idades absolutas de formação de minerais e rochas.

Decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo do átomo instável que se transforma em outro átomo estável; os elétrons que orbitam o núcleo não são envolvidos no processo. O elemento com núcleo atômico instável, em decaimento radioativo, é conhecido como **elemento-pai** ou **nuclídeo-pai**; o novo elemento formado com núcleo atômico estável é denominado **elemento-filho** ou **nuclídeo-filho** (ou radiogênico). O processo de decaimento pode ocorrer de três formas diferentes, todas resultando em mudanças da estrutura atômica: decaimento alfa, decaimento beta e decaimento por captura de elétron (Fig. 15.14).

Alguns elementos instáveis se transformam em estáveis através de um único tipo de decaimento. Por exemplo, o ^{87}Rb (número atômico 37) decai para ^{87}Sr (número atômico 38), emitindo apenas uma partícula beta; o ^{40}K (número atômico 19) decai para ^{40}Ar (número atômico 18) com uma única captura de elétron. Outros isótopos radioativos sofrem decaimentos consecutivos até se tornarem isótopos estáveis: o ^{235}U (número atômico 92), por exemplo, decai para ^{207}Pb



g...
de um estag...

peratura atual da super... stando os três isótopos de Carbono. Todos têm o mesmo número atômico ($Z = 6$), que é igual ao número de
modelo, postulou valores para... de massa diferentes ($A = 12, 13$ ou 14), de acordo com o número de nêutrons (6, 7 ou 8) no núcleo.

(número atômico 82) após a emissão de sete partículas alfa e seis partículas beta, enquanto o ^{238}U decai para ^{206}Pb através da emissão de oito partículas beta e seis partículas alfa (Fig. 15.15).

Durante o decaimento radioativo, cada elemento-pai leva um determinado tempo para se transformar em elemento-filho. Estudos de laboratório têm mostrado que as taxas de decaimento (denominadas **constantes de desintegração**) não são afetadas por mudanças físicas ou químicas do ambiente. Isto é importante pois assegura que a taxa de decaimento de um dado isótopo seja independente dos processos geológicos. Portanto, esta taxa é a mesma no manto, no magma, num dado mineral ou numa rocha.

Usa-se o conceito de **meia-vida** para expressar as taxas de decaimento radioativo, ou seja, o tem-

po decorrido para que a metade da quantidade original de átomos instáveis se transforme em átomos estáveis. Por exemplo, após decorrido o tempo de uma meia-vida, um elemento com 1.000 átomos instáveis terá 500 átomos instáveis (radioativos) e 500 átomos estáveis (radiogênicos). Após duas meia-vidas haverá apenas 250 átomos instáveis e 750 átomos estáveis (Fig. 15.16). O decaimento radioativo não depende da massa do material presente, mas da probabilidade estatística de decaimento. Assim, não importa a quantidade inicial do elemento radioativo presente, seja ela um grama ou uma tonelada, pois as chances do decaimento radioativo são rigorosamente iguais para cada átomo. Após o tempo correspondente a uma meia-vida, a metade da massa original do elemento-pai terá se convertido em elemento-filho.

É o conhecimento da meia-vida dos vários isótopos e da atual razão entre o número de átomos dos elementos pai e filho da amostra que permite a determinação de idades de minerais e rochas. A Tabela 15.3 apresenta os principais isótopos utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

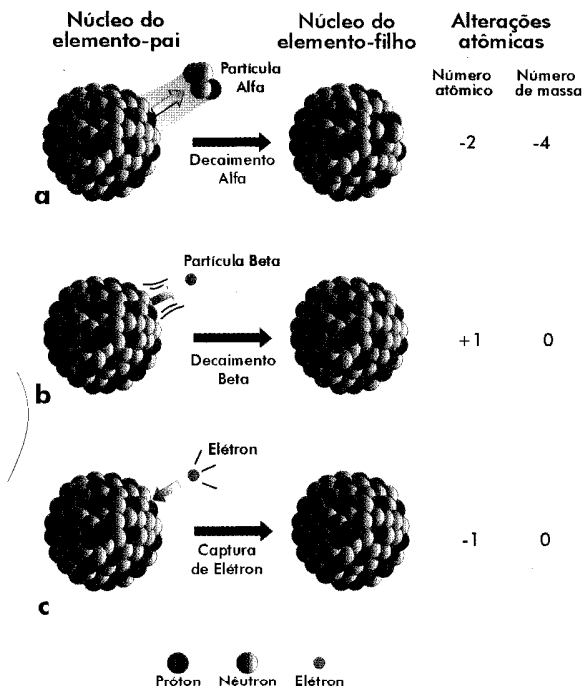


Fig. 15.14 Os três tipos de decaimento radioativo. a) Decaimento alfa, no qual o núcleo instável perde dois prótons e dois nêutrons, diminuindo seu número atômico em 2 e sua massa atômica em 4. b) Decaimento beta, no qual um dos nêutrons do núcleo emite um elétron, transformando-se em próton, o que aumenta o número atômico em 1, mas não altera o seu número de massa. c) Decaimento por captura de elétron ocorre quando um próton captura um elétron da camada de elétrons que rodeia o núcleo e se transforma em nêutron, diminuindo seu número atômico em um, mas não afetando seu número de massa.

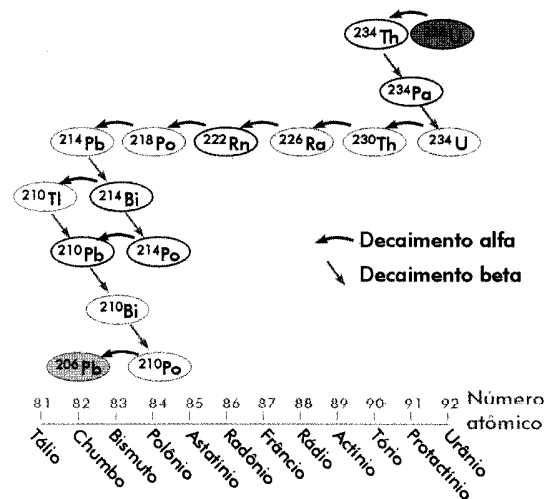


Fig. 15.15 Série de decaimento radioativo do Urânio 238 ($^{238}\text{U}_{92}$) para Chumbo 206 ($^{206}\text{Pb}_{82}$). Neste processo, cuja meia-vida é de 4,47 bilhões de anos, a emissão de partículas alfa e partículas beta transforma o Urânio 238 (radioativo) em Chumbo 206 (radiogênico), um elemento estável, após ter sido formado momentaneamente um grande número de elementos intermediários, também radioativos.

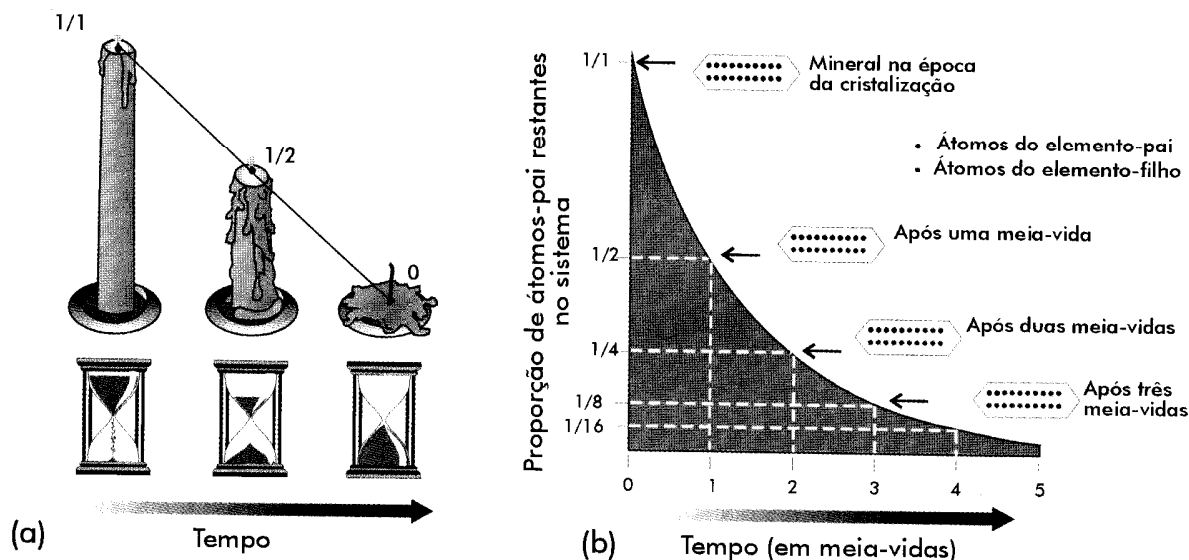


Fig. 15.16 Decaimento radioativo e o conceito de meia-vida. a) A meia-vida de uma vela corresponde, rigorosamente, ao tempo necessário para queimar a metade dela porque a queima depende, diretamente, do número de átomos presentes na vela. b) No decaimento radioativo o processo é diferente, envolvendo a estabilidade dos núcleos dos átomos, independentemente da massa presente. Na curva de decaimento radioativo, cada unidade de tempo equivale a uma meia-vida, que representa o tempo necessário para que metade dos átomos do elemento-pai (radioativo) se transforme em átomos do elemento-filho (radiogênico).

Tabela 15.3 Isótopos mais utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

Elemento-Pai (Radioativo)	Elemento-Filho (Estável)	Meia-Vida (bilhões de anos)
Potássio 40 (^{40}K)	Argônio 40 (^{40}Ar)	1,3
Rubídio 87 (^{87}Rb)	Estrôncio 87 (^{87}Sr)	48,8
Samário 147 (^{147}Sm)	Neodímio 143 (^{143}Nd)	106
Tório 232 (^{232}Th)	Chumbo 208 (^{208}Pb)	14,01
Urânio 235 (^{235}U)	Chumbo 207 (^{207}Pb)	0,704
Urânio 238 (^{238}U)	Chumbo 206 (^{206}Pb)	4,47
Rênio 187 (^{187}Re)	Ósmio 187 (^{187}Os)	42,3

15.3.2 Como se determina a idade de uma rocha ou de um mineral?

O ramo da geologia que trata da datação de rochas é conhecido como **Geocronologia**. Para determinar a idade de uma rocha ou mineral é possível aplicar vários métodos radiométricos, sendo que esta escolha depende da composição química do material a ser datado, da sua provável idade e também do tipo de problema geológico que se pretende estudar. Os métodos radiométricos mais comumente utilizados na geocronologia são:

^{40}K - ^{40}Ar , ^{87}Rb - ^{87}Sr , U-Pb, ^{207}Pb - ^{206}Pb e ^{147}Sm - ^{143}Nd .

Todos esses métodos exigem laboratórios químicos especiais, onde o ar é purificado através de filtros, o ambiente é mantido sob pressão ligeiramente mais alta que o ar fora do laboratório e as análises químicas são realizadas em capelas de fluxo laminar de ar (Cap. 12), empregando apenas reagentes superpuros, tudo para evitar problemas de contaminação. Após a preparação química da amostra, as razões entre os isótopos de um mesmo elemento são determinados com grande precisão num equipamento computadorizado chamado espectrômetro de massa.

A obtenção de idades de minerais e rochas, independente do método adotado, é feita utilizando a **equação fundamental da geocronologia**, baseada no processo de decaimento radioativo, representada pela seguinte fórmula:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$t = (1/\lambda) \ln (N_0/N) \quad \text{se } N_0 = N + F, \text{ então:}$$

$$t = (1/\lambda) \ln [1 + (F/N)] \quad \text{onde:}$$

N = número de átomos do isótopo radioativo (elemento-pai) medido hoje na amostra

N_0 = quantidade inicial do isótopo radioativo no momento do fechamento do sistema

F = número de átomos do isótopo radiogênico (elemento-filho) medido hoje na amostra

t = tempo decorrido desde o fechamento do sistema isotópico (idade do sistema)

λ = constante de desintegração do elemento-pai.

A datação pode ser feita em minerais ou numa amostra representativa de rocha, visando a definição da idade da cristalização da rocha ígnea ou da idade do metamorfismo ou da deformação sofrida.

Os métodos radiométricos envolvendo isótopos com meia-vida longa (Tabela 15.3) são os mais utilizados para datação de rochas mais antigas, como as pré-cambrianas. Isótopos de meia-vida curta são utilizados para a datação de materiais geológicos e eventos muito mais jovens; o ^{14}C , por exemplo, com meia-vida de 5.730 anos, é utilizado para datação de materiais de até 70.000 anos. Porém, recursos tecnológicos modernos têm permitido empregar alguns isótopos de meia-vida longa no estudo geocronológico de materiais muito jovens.

Os isótopos radioativos de meia-vida longa empregados na geocronologia são urânio, tório, rubídio, potássio e samário. A maioria destes elementos não forma seus próprios minerais, mas ocorrem como "impurezas" nos minerais formadores de rocha. Quando um mineral se forma, os elementos radioativos presentes continuam a decair, mas agora os elementos radiogênicos podem se acumular no mesmo retículo cristalino onde está localizado o elemento-pai. Vamos exemplificar este processo usando o isótopo ^{40}K , o elemento-filho produzido pelo decaimento do ^{40}K . Por ser um gás nobre, o argônio não participa das ligações químicas, estando como tal aprisionado mecanicamente no retículo cristalino do mineral. Durante o resfriamento de um cristal de hornblenda, a retenção de argônio se dá a temperaturas em torno de

500°C; já na biotita esta temperatura é da ordem de 300°C. Se o mineral após atingir esta temperatura for novamente aquecido a temperaturas mais altas, o retículo cristalino se abre, ocorrendo o escape ou, eventualmente, a entrada de argônio por difusão. A temperatura em que o sistema isotópico se fecha, e por conseqüência, dá início ao funcionamento do "relógio" radiométrico, é conhecida como **temperatura de bloqueio**. Cada método radiométrico possui uma temperatura de bloqueio distinta. Desta forma, quando determinamos a idade de uma hornblenda pelo método K-Ar, estamos, na verdade, determinando a época em que o mineral esteve à temperatura de 500°C pela última vez. Por outro lado, a idade da biotita da mesma rocha, obtida pelo mesmo método, indica a época quando a rocha esteve à temperatura de cerca de 300°C.

O método K-Ar é muito utilizado para determinar o tempo envolvido no resfriamento de corpos ígneos, ou o término de um processo metamórfico, entre outras aplicações. A presença de K em muitos minerais da crosta terrestre torna este método aplicável em grande número de rochas, enquanto seu tempo de meia-vida permite a datação de minerais desde muito jovens (50.000 anos) até muito antigos, da ordem da idade da Terra.

Avanços tecnológicos introduziram uma variante do método K-Ar que fornece idades muito precisas. É o método ^{40}Ar - ^{39}Ar , que através de sistemas de fusão pontual a *laser* possibilita a análise de cristais individuais. Em 1997, Paul R. Renne do Laboratório de Geocronologia de Berkeley, Califórnia, E. U. A., analisou amostras de rochas vulcânicas da famosa erupção do Vesúvio que causou a destruição de Pompéia no ano 79 depois de Cristo. Análises isotópicas de argônio num cristal de sanidina (feldspato com alto teor de potássio) forneceram uma idade ^{40}Ar - ^{39}Ar de 1.925 ± 94 anos, que é comparável à idade da erupção. A eficácia desse método em materiais geológicos muito jovens expande sua aplicação para investigações arqueológicas e estudos de outros registros históricos da Terra.

Um outro método radiométrico muito utilizado para datação de minerais é o método U-Pb, que se baseia no decaimento de dois isótopos radioativos de urânio, o ^{235}U e o ^{238}U , gerando os isótopos radiogênicos, o ^{207}Pb e o ^{206}Pb , respectivamente. Cada um destes pares (^{235}U - ^{207}Pb e ^{238}U - ^{206}Pb) fornece uma idade independente e quando coincidem costuma-se chamá-las **idades concordantes**. Lançados em gráfico ^{238}U - ^{206}Pb vs. ^{235}U - ^{207}Pb , os pontos de todas as idades concordantes definem a curva **concordia** (Fig. 15.17). Por outro lado, **idades discordantes** entre os dois sistemas são devidas, em geral, a perdas de Pb do mineral, e neste caso os pontos analíticos se alinham numa reta denominada **discordia**. A intersecção dessa reta com a curva concordia define a idade de cristalização do mineral.

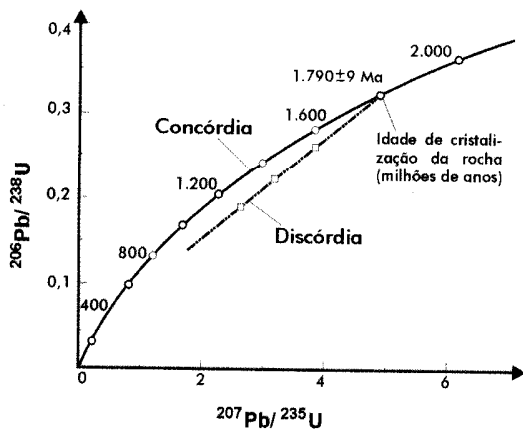


Fig. 15.17 Diagrama Concórdia. Neste caso, a idade de cristalização dos cristais de zircão analisados é obtida através do intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia.

No método U-Pb não são utilizadas hornblendas ou micas, mas minerais que contêm Urânio no seu retículo cristalino, tais como zircão, titanita, monazita, etc. Estes minerais, principalmente o zircão (Fig. 15.18), apresentam um retículo cristalino muito resistente, que retém com maior eficiência tanto os elementos-pai (Urânio) como os elementos-filho (Chumbo). Além disso, apresentam temperaturas de bloqueio muito altas para o sistema isotópico U-Pb: cerca de 800°C no caso do zircão; entre 650 e 700°C para titanita; e cerca de 650°C para monazita.

Devido a esta alta temperatura de bloqueio, os zircões são capazes de preservar a idade da cristalização da rocha ígnea original, mesmo em rochas metamorfasadas em fácies anfíbolito (Cap. 18). Adicionalmente, tendo em vista a temperatura de bloqueio relativamente mais baixa da titanita, esta pode ser empregada na determinação da idade de eventos superimpostos (metamorfismo, por exemplo) associados à formação deste mineral. Os avanços recentes neste método possibilitaram determinações precisas em cristais minúsculos de zircão, ou até em partes diferentes de um único cristal com evidências de sobrecrecimento durante um ou mais eventos. Neste último caso, é utilizado um espectrômetro de massa de alta resolução analítica, o SHRIMP (*sensitive high resolution mass spectrometer*), que permite determinar a idade da cristalização ígnea do núcleo do mineral e dos eventos metamórficos registrados no sobrecrecimento e porções recristalizadas do cristal (Fig. 15.18).

Esta técnica foi utilizada na análise de grãos detriticos de zircão do conglomerado Jack Hills da Austrália, o que permitiu demonstrar serem estes os materiais mais antigos já encontrados no nosso planeta (4,2 bilhões de anos). Atualmente, o método U-Pb é considerado um dos mais precisos para datar eventos ígneos e metamórficos, assim

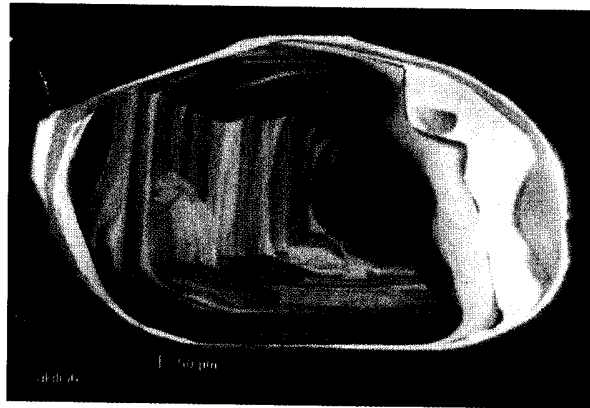


Fig. 15.18 Grão de zircão proveniente do sudoeste da Groenlândia formado por cristalização concêntrica há 3,8 bilhões de anos. Do lado direito, observa-se a recristalização parcial ocorrida durante evento metamórfico, há 2,8 bilhões de anos. Foto: A. P. Nutman e P. Kinney.

como as fontes de material detritico em rochas sedimentares. Por estes motivos, este método tem sido muito utilizado para calibrar a escala do tempo geológico.

É possível também utilizar amostras de **rocha-total**, em vez de minerais individuais, para obter a idade de cristalização de uma rocha ígnea ou a idade de metamorfismo. No caso do método Rb-Sr, muito empregado principalmente com granitos, várias amostras de um mesmo corpo rochoso são coletadas, seus teores e suas composições isotópicas de Rb e Sr determinadas e os resultados lançados num diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Se as amostras analisadas forem da mesma idade, com a mesma razão isotópica inicial de Sr da época da cristalização da rocha e sem distúrbios posteriores no seu sistema isotópico, os dados obtidos deverão se alinhar numa reta, chamada **isócrona**. Conhecendo-se a constante de decaimento do ^{87}Rb , podemos calcular com o emprego da equação da reta, ilustrado pelo ângulo de inclinação da isócrona, a idade do conjunto de amostras da rocha. Este é o **diagrama isocrônico** (Fig. 15.19).

Das três classes de rochas, as ígneas são as mais fáceis de serem datadas. Por quê? Na câmara magmática, os elementos radioativos sofrem decaimento, liberando os elementos-filho para o magma. Mas quando os elementos-pai são aprisionados no retículo cristalino de um mineral durante o resfriamento do magma, a fuga dos elementos-filho torna-se cada vez mais difícil, se não impossível. Com o passar do tempo, de acordo com a meia-vida do elemento (Tabela 15.3), a quantidade do elemento-pai diminui no mineral enquanto a do elemento-filho aumenta. Se o sistema isotópico permanecer fechado desde a cristalização da rocha, será possível determinar a quantidade de elementos e obter a idade da rocha ígnea, utilizando a equação fundamental da geocronologia.

No caso de rochas metamórficas, a idade obtida refletirá a intensidade do metamorfismo que afetou, sempre de maneira diferenciada, os diversos sistemas isotópicos dos minerais presentes, causando, ou não, o ganho ou a perda dos elementos-pai e filho. Este ponto é de grande importância, pois geralmente as idades medidas nessas rochas correspondem às idades do último evento que abriu o sistema isotópico. Dependendo do mineral e do sistema isotópico, o momento “congelado” na datação poderá se referir ao início, meio ou fim do evento metamórfico. Quando este processo for brando, não atingindo temperaturas suficientemente altas para abrir o sistema isotópico, a idade obtida poderá ser a da cristalização da rocha ígnea original antes do metamorfismo, dependendo do método radiométrico empregado.

A datação de rochas sedimentares, por outro lado, é mais complicada, pois elas formam-se a partir de material oriundo da desagregação de rochas ígneas, metamórficas ou mesmo sedimentares pré-existentes. Por isso, a datação de rochas sedimentares, se não seguir critérios rigorosos, pode fornecer não a idade da deposição dos sedimentos ou da formação da rocha sedimentar, mas a idade das rochas da área-fonte dos detritos, como no caso dos zircões detriticos de Jack Hills, com idade U-Pb de 4,2 bilhões de anos. Contudo, em outros casos, a idade pode não ter significado geológico nenhum, se a rocha sedimentar originar-se de detritos de áreas-fonte com idades distintas.

15.3.3 O método radiométrico ¹⁴C

Como já vimos anteriormente, o carbono possui três isótopos: ¹²C, ¹³C e ¹⁴C; sendo os dois primeiros estáveis e o terceiro, ¹⁴C, radioativo, com meia-vida de 5.730 anos. A datação usando o ¹⁴C, ou radiocarbono, é aplicada, portanto, em materiais geológicos e biológicos relativamente jovens (troncos e folhas fósseis, ossos, dentes, conchas etc.), sendo de extrema utilidade na Arqueologia e nos estudos de mudanças recentes no nível do mar e no clima.

O ¹⁴C é formado na atmosfera superior através da ação de raios cósmicos, que são partículas de alta energia, sobre átomos de ¹⁴N, conforme ilustrado na Fig. 15.20.

Na medida em que o ¹⁴C se forma, ele se combina com o oxigênio para formar dióxido de carbono (como acontece também com os demais isótopos de carbono), que circula na atmosfera e hidrosfera, sendo absorvido por plantas e animais. Embora o ¹⁴C decaia para ¹⁴N, sua contínua formação na atmosfera mantém a razão ¹⁴C/¹²C praticamente constante, a qual é incorporada e mantida pelos organismos vivos. Ao morrer, o organismo deixa de absorver C, embora seu ¹⁴C continue a decair para ¹⁴N, alterando essa razão e iniciando, em termos geocronológicos, a contagem do relógio geológico. Quanto

mais tempo passar após a morte da planta ou do animal, menor será a quantidade de ¹⁴C preservada. Desta forma, comparando a razão de ¹⁴C/¹²C medida na amostra com a razão moderna universal, é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo.

Uma fonte de erro neste método advém das variações já constatadas na produção de ¹⁴C ao longo dos últimos 70.000 anos, de modo que se tornou necessário aplicar fórmulas de correção aos resultados obtidos para corrigir os erros sistemáticos verificados. Uma maneira de confirmar as idades obtidas em certas regiões pelo método ¹⁴C é através da **dendrocronologia**, a datação de troncos de árvores pela contagem e medição da espessura dos anéis de crescimento. A variação na espessura desses anéis reflete não apenas o ciclo anual das estações, como também mudanças climáticas de mais longa

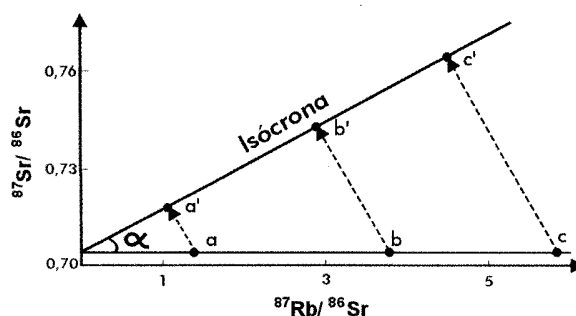


Fig. 15.19 Diagrama isocrônico Rb-Sr. Os pontos a, b e c representam valores isotópicos de três amostras no momento do fechamento de seus sistemas isotópicos no passado. Com o decaimento do ⁸⁷Rb, estas amostras apresentam valores atuais de a', b' e c'. A reta definida por estes pontos, a isócrona, terá um ângulo, α, diretamente proporcional à idade da amostra, calculada na equação: $\text{tg}\alpha = (e^{\lambda t} - 1) = \lambda t$, portanto, $t = \text{tg}\alpha / \lambda$. O intercepto da isócrona com o eixo ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr define a razão inicial de Sr no sistema, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, um importante indicador da origem (se do manto ou da crosta) do material analisado.

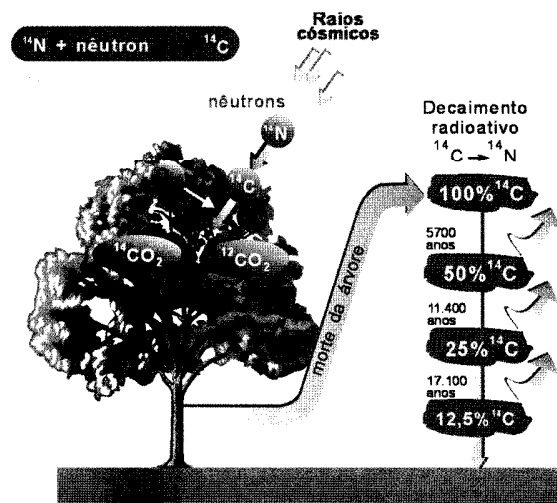


Fig. 15.20 Formação do ¹⁴C.

duração. Assim, a confrontação do espectro de anéis preservado num artefato arqueológico com padrões já conhecidos para materiais originados nos últimos seis ou sete milênios revela não só a idade da peça como também as características do clima na época da sua confecção.

15.3.4 Como foi determinada a idade da Terra?

Desde que a Geocronologia surgiu no início do século XX, um dos seus maiores objetivos foi a determinação da idade correta da Terra. Mas somente em 1956 é que o geocronólogo Claire Patterson conseguiu datar, com precisão, sua idade, através do método isotópico ^{207}Pb - ^{206}Pb (uma variante do método U-Pb). Patterson partiu da premissa de que a idade da Terra deveria ser igual à dos meteoritos, uma vez que ambos devem ter se originado na mesma época, juntamente com o resto do Sistema Solar, e passado, posteriormente, pela mesma evolução isotópica. Assim, raciocinou Patterson, se o sistema isotópico nos meteoritos se manteve fechado, a sua idade teria de ser igual à da Terra. Patterson datou meteoritos férricos e líticos, obtendo uma isócrona que indicava uma idade de $4,55 \pm 0,07$ bilhões de anos (Fig. 15.21). Para testar a hipótese de uma origem em comum, ele lançou, no mesmo gráfico, os dados referentes às composições isotópicas de Pb obtidas em sedimentos marinhos fundos, interpretadas como representativas da composição média da crosta terrestre. O alinhamento perfeito desses dados com os dos meteoritos demonstrou que a idade, origem e evolução dos isótopos de chumbo eram idênticas. Ou seja, os meteoritos e a Terra têm a mesma idade. Investigações científicas posteriores em outros meteoritos, utilizando outros métodos (^{40}Ar - ^{39}Ar e ^{144}Sm - ^{143}Nd), corroboraram os resultados obtidos por Patterson.

15.4 A Humanidade e o Tempo Geológico

Vimos neste capítulo que a evolução do conceito de tempo geológico se deu em diversas etapas nos últimos 350 anos. No século XVII, aceitava-se a explicação bíblica para a criação da Terra em poucos dias, há poucos milhares de anos. No crepúsculo do século XVIII, com as palavras “nenhum vestígio de um começo, nenhuma perspectiva de um fim”, Hutton acenou com a possibilidade de uma Terra imensuravelmente velha, quase eterna, idéia corrente dentre os geólogos na primeira metade do século XIX. Posteriormente, até o início do século XX, geólogos e físicos, influenciados pelos modelos precisos de Lorde Kelvin, admitiram uma idade para a Terra de dezenas

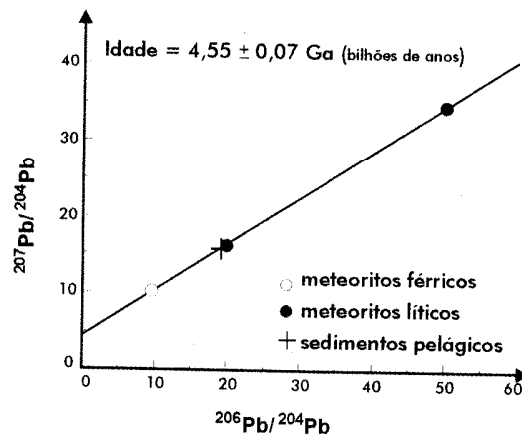


Fig. 15.21 Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando como foi determinada a idade da Terra por Patterson em 1956.

a poucas centenas de milhões de anos. A Terra começava a mostrar sinais de sua verdadeira velhice.

Com a descoberta e refinamento dos métodos de datação radiométrica, no decorrer do século XX, foi possível, finalmente, estabelecer a idade da Terra em mais de 4,5 bilhões de anos. Nossa pequenez diante de um intervalo de tempo tão grande, intangível e quase inimaginável, não deve ser motivo de lamentação nem de sensação de impotência. Ao contrário, com a desmistificação da posição do ser humano na Natureza – decorrente das descobertas de Copérnico, Galileu, Hutton, Darwin e outros – devemos nos maravilhar com a grandeza do mundo natural do qual também fazemos parte e nos unirmos para preservá-lo para gerações futuras.

Leituras recomendadas

- DOTT, R. H.; BATTEN, R. L. *Evolution of the Earth*. New York: McGraw-Hill, 1971.
- EICHER, D. L. *Tempo Geológico*. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 1969.
- FAUL, H. A history of geologic time. *American Scientist*, v. 66, 1978.
- GOHAU, G. *História da Geologia*. Portugal: Europa-América, Mem Martins, 1987.
- MENDES, J. C. *Paleontologia Básica*. São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSP, 1988.
- SCHOPF, J. W. (ed.) *Major Events in the History of Life*. Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1992.
- WEINER, J., *Planeta Terra*. São Paulo: Martins Fontes, 1986.