

Mesa Redonda: Avanços Metodológicos na Pesquisa Geomorfológica

Aplicação dos Isótopos cosmogênicos à Geomorfologia: Trabalhos já realizados e perspectivas futuras.

Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

Professor Adjunto do Departamento de Geografia da Universidade Federal de
Minas Gerais

(geosalgado@yahoo.com.br)

Resumo

O presente trabalho apresenta os isótopos cosmogênicos e suas utilidades para geomorfologia, com especial atenção para o ^{10}Be . Os isótopos cosmogênicos se formam através da interação entre a radiação cósmica e os materiais que compõe a atmosfera e a superfície terrestre. São úteis na geomorfologia a partir do momento em que permitem datar eventos e mensurar processos em até 1,5 milhões de anos (Ma). Apesar de recentes, atualmente constituem o método geocronológico mais promissor existente na geomorfologia.

Palavras-chaves: Isótopos cosmogênicos, geocronologia, mensuração de processos geomorfológicos, ^{10}Be .

Abstract

This work shows the cosmogenic nuclides and their possibilities to the geomorphology, with special attention to the ^{10}Be . The origin of cosmogenic nuclides is the interaction between the cosmic ray and the earth atmosphere and surface. The cosmogenic nuclides are a good geomorphology tool because can measure processes and can help to understand the geochronology in 1.5 million years. The cosmogenic nuclides are new in the geosciences but, nowadays, it is the more promissory geochronologic method in the geomorphology.

Key-words: Cosmogenic nuclides, geochronology, measure of geomorphologic processes, ^{10}Be .

1. Introdução

A geomorfologia, graças ao avanço tecnológico ocorrido ao longo dos últimos vinte anos, têm tido ampliada em muito suas possibilidades metodológicas, sobretudo no que se refere à geocronologia e à mensuração de processos. Embora muitos tenham sido estes avanços, nenhum tem chamado mais atenção da comunidade geomorfológica internacional do que os isótopos cosmogênicos. Tal afirmação pode ser comprovada pelo fato de que, na VII Conferência Internacional de Geomorfologia a ser realizada em julho de 2009 em Melbourne na Austrália, os isótopos cosmogênicos ganharam um eixo temático inteiro. Sendo assim, foram colocados no mesmo nível de importância que áreas tradicionais da geomorfologia como, por exemplo: a Geomorfologia Fluvial, a Geomorfologia Costeira e o Carste.

No entanto e apesar desta grande importância que os isótopos cosmogênicos têm adquirido no cenário internacional, no Brasil os mesmos são ainda praticamente desconhecidos. Poucos são os geomorfólogos que conhecem as possibilidades que este novo método fornece e raríssimos são aqueles que já trabalharam com ele.

O presente texto tenta esclarecer o que são os isótopos cosmogênicos e apresentar suas possibilidades de uso na geomorfologia, principalmente em relação ao ^{10}Be , o de maior meia-vida. Estas possibilidades são embasadas tanto nos trabalhos já realizados, quanto em relação às perspectivas futuras.

2. O que são os isótopos cosmogênicos

Os isótopos cosmogênicos - ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl - são formados pela interação da radiação cósmica com elementos químicos presentes na atmosfera e nos materiais litosféricos localizados nos poucos metros mais superficiais da crosta terrestre (Lal, 1991). A profundidade na qual os isótopos cosmogênicos começam a se formar varia muito. Esta variação é consequência do fato de que a superfície do planeta, em função principalmente das diferentes latitudes e altitudes, recebe quantidades variáveis de radiação cósmica. Logo, as porções da crosta de regiões intertropicais montanhosas apresentaram isótopos cosmogênicos em profundidades maiores do que as porções da crosta localizadas em áreas polares próximas ao nível dos oceanos. No entanto, para fins didáticos, pode-se afirmar que na maior parte do planeta, os isótopos cosmogênicos já estão presentes nos materiais litosféricos que se localizam nos 2-3 metros mais superficiais da crosta (Siame et al., 2000).

A ocorrência dos isótopos cosmogênicos na porção superficial da crosta é que lhes fornece utilidade geomorfológica. Isto ocorre em razão de que a maior ou menor presença destes isótopos nos materiais que compõem uma superfície é resultado direto das intensidades e dos tipos de processos a que ela esteve submetida. Logo, mensurando-se a quantidade de isótopos cosmogênicos presentes em uma superfície, é possível mensurar, entre outras coisas, a taxa de erosão dela, datar eventos ou a quantificar a intensidade dos episódios neotectônicos aos quais ela esteve submetida.

Vale ressaltar que os diferentes isótopos cosmogênicos apresentam diferentes características. Enquanto o ^3He e o ^{21}Ne são estáveis, o ^{10}Be , o ^{26}Al e o ^{36}Cl apresentam decaimento radioativo – respectivamente meia-vida de 1,5 Ma, 0,73 Ma e 0,3Ma. Tal fato induz o pensamento de que o ^3He e o ^{21}Ne seriam os isótopos ideais para estudos geomorfológicos. No entanto tal fato não ocorre em razão de que (Siame et al., 2000): (i) ao contrário do que ocorre com os demais isótopos cosmogênicos, a intensidade de acumulação do ^3He e do ^{21}Ne varia de acordo com a composição química dos minerais constituintes das rochas, solos e sedimentos presentes na superfície e; (ii) O ^3He e o ^{21}Ne não ficam retidos no interior dos minerais nos quais eles são formados; sendo assim, as quantidades existentes de ^3He e de ^{21}Ne no interior de um mineral, não são as mesmas que foram originalmente produzidas. Logo, os isótopos cosmogênicos que possuem utilidade geomorfológica são justamente aqueles que apresentam decaimento radioativo. Obviamente isto faz com que o limite temporal de mensuração dos processos geomorfológicos que cada um destes isótopos possui coincida com a duração da sua meia-vida. No entanto, apesar desta limitação, os isótopos cosmogênicos preenchem uma lacuna enorme de geocronologia nas geociências, pois a meia vida deles – ^{36}Cl (300 mil anos), ^{26}Al (730 mil anos) e ^{10}Be (1.500 mil anos) – preenche o longo intervalo existente entre o C^{14} e outros métodos, como por exemplo o Ar/Ar e o U/Th. Dentre os três, o ^{10}Be é na atualidade o isótopo cosmogênico mais utilizado na geomorfologia. Isto ocorre em razão de que: (i) pode ser facilmente mensurado em materiais que possuam o mineral quartzo em sua estrutura; (ii) envolve baixos custos laboratoriais e; (iii) constitui o isótopo cosmogênico de maior meia-vida.

3. O ^{10}Be

O método do ^{10}Be baseia-se na quantificação da produção deste isótopo em cristais de quartzo em veios de quartzo, em solos, em rochas superficiais, em

sedimentos fluviais ou em morainas. O isótopo ^{10}Be ocorre naturalmente na atmosfera planetária e no interior de rochas e minerais litosféricos expostos à radiação cósmica. É produzido na atmosfera pela interação entre as partículas primárias (partículas \bullet e prótons) e secundárias (neutrons, muons lentos e muons rápidos) dos raios cósmicos com núcleos atmosféricos de ^{14}N e ^{16}O (Siame et al., 2000). Traços deste isótopo também se formam no interior dos materiais (sedimentos, rochas, solos e etc) localizados nos metros mais superficiais da crosta terrestre pela interação entre estes mesmos raios cósmicos e os elementos ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si e ^{56}Fe (Siame et al., 2000) presentes nestes materiais. A intensidade desta formação varia de acordo com a intensidade de radiação cósmica a que o material litosférico esteve submetido. Logo, varia em função da altitude, da latitude, da profundidade, da quantidade de sombra proporcionada pelo relevo e do tempo de exposição. Sendo assim, conhecendo-se as quatro primeiras variáveis e mensurando-se a concentração de ^{10}Be , é possível calcular a intensidade de exposição do material litosférico frente à radiação cósmica e, conseqüentemente, mensurar os processos geomorfológicos que atuaram naquela área.

O mineral quartzo é escolhido neste método em função de ser abundante na superfície terrestre, de ser facilmente purificado e dissolvido para extração laboratorial do ^{10}Be e de possuir uma estrutura cristalográfica que minimiza a contaminação do ^{10}Be produzido *in situ* pelo ^{10}Be atmosférico, bem como também dificulta a perda do ^{10}Be produzido no interior do mineral (Braucher, 1998; Braucher et al.; 2000).

Os procedimentos laboratoriais para a mensuração da produção de ^{10}Be nas amostras de campo são complexos. Eles iniciam-se com a trituração das amostras. Posteriormente a esta trituração inicia-se o lento processo de purificação e separação do quartzo das amostras através de uma sucessão de preparações e reações químicas. Em seguida o quartzo purificado é dissolvido e o ^{10}Be é extraído por reações químicas na forma de BeO (Braucher, 1998). Estas amostras são então, por fim, encaminhadas para mensuração por espectrometria de massa por acelerador de partículas.

Um dos primeiros usos do ^{10}Be na geomorfologia foi mensurar taxas de erosão quaternárias em bacias hidrográficas, através da quantificação da produção de ^{10}Be em sedimentos fluviais (Brown et al., 1995; 1998). Posteriormente ele foi utilizado na resolução de um antigo problema geomorfológico: definir a origem de stone-lines. Neste sentido, o ^{10}Be demonstrou que, embora existam stone-lines alóctones (Braucher et al., 1998b) a maioria delas possui gênese no intemperismo e erosão de veios de quartzo, ou seja, são autóctones (Braucher et al., 1998a; 1998b; 2004).

A partir de então o ^{10}Be foi sendo aplicado em diversos outros tipos de investigações geomorfológicas. Dentre estas utilizações destacam-se: (i) estudos que quantificaram a intensidade de eventos neotectônicos (Jackson et al., 2002; Siame et al., 2004); (ii) pesquisas que mensuraram o avanço de glaciares (Fabel et al, 2002; Pallàs et al., 2006); (iii) mensuração de taxas de erosão em áreas áridas e semi-áridas (Heimsath et al., 2001; Nichols et al, 2002); (iv) estudos sobre a dinâmica dos cursos fluviais e datação de depósitos aluvionares (Hancock et al., 1999; Schaller et al., 2001; Regard et al., 2006); (v) mensuração de processos erosivos diferenciais (Salgado et al., 2008) e; (vi) comprovação da paleoexistência de colúvios já erodidos (Salgado et al., 2007).

4. O ^{10}Be na mensuração de taxas de erosão em superfícies e bacias

Apesar das inúmeras utilidades acima apresentadas, o ^{10}Be vem sendo utilizado principalmente, sobretudo nas regiões intertropicais, no cálculo de taxas de erosão de superfícies e de bacias hidrográficas. No entanto, para se efetuar o cálculo das taxas de erosão em um determinado ponto de uma superfície deve-se verificar, quando da coleta das amostras - rochas, veios de quartzo ou solos - a altitude, latitude, nível de sombreamento (sombra originária do relevo) e a profundidade da amostra. As três primeiras variáveis alteram a intensidade da radiação cósmica que atinge a superfície. A profundidade da amostra é também de fundamental importância em razão de que a produção de ^{10}Be decai exponencialmente com o aumento da mesma (Brown et al.; 1995). Em consequência disto, quanto mais rápido um mineral alcançar a superfície, ou seja, quanto maior for a taxa de erosão, menor terá sido a produção de ^{10}Be em seu interior. A Figura 1 expressa esta relação como também demonstra que o método do ^{10}Be é incapaz de determinar taxas de erosão e denudação de menos de 0,1Ma. Logo, este método mensura uma média da intensidade dos processos erosivos e denudacionais ao longo do último milhão de anos.

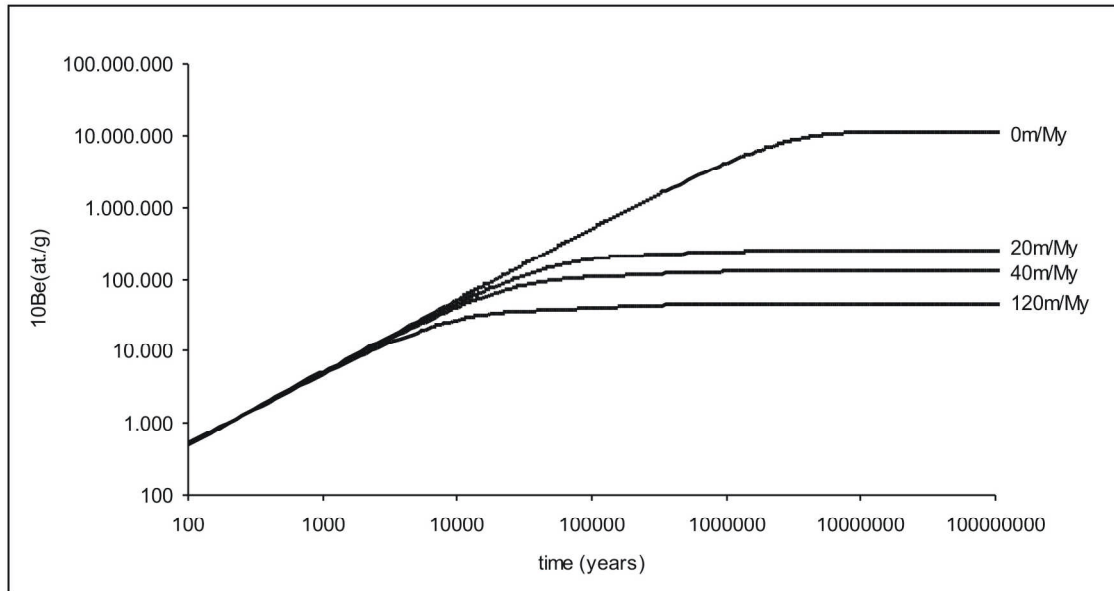


Figura 1 – Evolução teórica da concentração de ^{10}Be em função do tempo e da taxa de erosão. Adaptado de Brown et al. (1995) e de Siame et al. (2000).

Com relação às amostras que tenham sido retiradas dos solos, deve-se ressaltar que a bioturbação pode alterar os resultados, uma vez que altera a posição original dos minerais no manto de intemperismo. Este fato faz dos veios de quartzo e das rochas amostras mais confiáveis para a mensuração de taxas de erosão em superfícies. Entretanto, independente do tipo de amostra, a relação entre taxas de erosão e produção *in situ* de ^{10}Be em superfícies erosivas é dada pela equação (Lal, 1991; Siame et al.; 2000):

$$C(x;t) = \frac{P_o \cdot P_n}{\frac{\epsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_n}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu s}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu f}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}\right)$$

onde: $C(x, t)$ correspondem a concentração de ^{10}Be (x) e tempo (t); ϵ é a taxa de erosão; P_o é a taxa de produção; P_n , $P_{\mu s}$ e $P_{\mu f}$ representam a produção total de nêutrons e muons rápidos e lentos (respectivamente em quartzo elas são 97.85, 1.5 e 0.65%); Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ e $\Lambda_{\mu f}$ representam respectivamente a atenuação dos nêutrons ($\sim 150\text{g/cm}^2$) e muons rápidos ($\sim 1500\text{g/cm}^2$) e lentos ($\sim 5300\text{g/cm}^2$); λ representa o decaimento radioativo constante.

Para se efetuar o cálculo das taxas de denudação de bacias hidrográficas deve-se mensurar o teor de ^{10}Be em sedimentos fluviais. Entretanto, diferentemente das amostras pontuais utilizadas no cálculo de erosão, estes são provenientes de diferentes pontos da bacia hidrográfica, não sendo possível saber sua exata posição de origem na bacia. Além disso, os sedimentos fluviais permaneceram sobre influência da radiação cósmica durante não apenas todo o processo de erosão, mas também durante todo transporte. Os estudos de Brown et al. (1995; 1998) determinaram que sedimentos, como areia, por exemplo, apresentam uma concentração média de ^{10}Be que pode ser considerada como representativa do tempo médio de erosão e transporte da bacia hidrográfica a montante do ponto onde eles foram coletados. Por conseqüência, os sedimentos fluviais devem ser usados para se mensurar taxas de denudação (erosão + transporte).

5. Cuidados a serem observados na utilização do ^{10}Be na geomorfologia

Na aplicação do método do ^{10}Be devem ser consideradas duas importantes observações relativas à representatividade espacial e temporal das amostras:

1) As taxas de erosão mensuradas em solos, veios de quartzo e em rochas constituem taxas pontuais, que podem ou não ter representatividade regional. Essas taxas são representativas se o local amostrado se situa em uma superfície plana ou aplainada, onde não ocorrem significativas diferenças na cobertura vegetal. De fato, mesmo na escala de uma vertente que possui um único litotipo, as diferenças de declividade e vegetação tem por conseqüência diferentes taxas de erosão ao longo da vertente. Porém, o fato de que as taxas de erosão variam ao longo de uma vertente, não significa que o método possua uma limitação. Pelo contrário, através da diferença entre as taxas de erosão mensuradas nas diferentes porções das vertentes (alta, média e baixa), este método pode permitir averiguar se a região esta sendo aplainada ou se esta sendo dissecada, em função dos diferentes tipos de rocha, clima e condições tectônicas.

2) Mesmo em áreas não afetadas pela ação antrópica, este método mensura taxas de erosão que podem não ser correspondentes as atuais. A velocidade dos processos erosivos, sobretudo químicos, varia de acordo com as alterações climáticas.

Deste modo, não sendo possível verificar que as atuais condições climáticas são representativas das que predominaram ao longo do último milhão de anos, não é possível verificar se as taxas de erosão medidas pelo método do ^{10}Be correspondem as atuais. Além disso, ao longo das porções médias e baixas das vertentes, pode ter ocorrido o recobrimento das mesmas por colúvios. Se estes colúvios permanecerem por um longo período de tempo, ocorrerá uma modificação sensível da produção de ^{10}Be no ponto onde a superfície foi recoberta (Brown et al.; 2003). Situação similar ocorre em locais que estavam recobertos por litotipos ou crostas recentemente erodidas. Neste caso, as taxas de erosão medidas pelo método do ^{10}Be mensuram taxas de erosão que correspondem as do litotipo e/ou crosta recentemente erodidos e não à taxa de erosão atual do litotipo que compõe a superfície exumada.

6. Perspectivas futuras e considerações finais

Os isótopos cosmogênicos e em especial o ^{10}Be constituem um dos métodos geocronológicos mais importantes da história da geomorfologia. No entanto, são recentes e não foi possível ainda explorar todas as suas utilidades. Sendo assim, novas possibilidades tendem a surgir na medida em que novos estudos forem sendo realizados.

Neste contexto, a geomorfologia brasileira não pode deixar de dedicar mais atenção a esta nova metodologia. Poucos foram os brasileiros que tiveram contato com este novo método. É necessário modificar esta situação. Os isótopos cosmogênicos podem contribuir enormemente para o amadurecimento dos conhecimentos geomorfológicos no Brasil. O caminho deve começar a ser trilhado.

Referências Bibliográficas

- Braucher R. (1998). Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in situ pour l'étude de la dynamique des laterites en zone intertropicale. CEREGE, Université d'Aix-Marseille III. Aix-en-Provence. These Doctorat. 112p.
- Braucher R., Colin F., Brown E. T., Bourlès D. L., Bamba O., Rasebeck G. M., Yiou F., Koud, J. M. (1998a). African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 62 (9): 1501-1507.
- Braucher R., Bourlès D. L., Colin F., Brown E. T. & Boulangé B. (1998b). Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*. 163: 197-205.

- Braucher R., Bourlès D. L., Brown E. T., Colin F., Muller J. P., Braun J. J., Delaune M., Minko E., Lescouet C., Raisbeck G. M., Yiou F. (2000). Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology*. 170: 95-111.
- Braucher R., Lima C. V., Bourlès D. L., Gaspar J. C., Assad M. L. L. (2004). Stone-Line formation processes documented by in-situ produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 222: 645-651.
- Brown E. T., Stallard R. F., Larsen M. C., Raisbeck G. M., Yiou F. (1995). Denudated rates determined from accumulation of in situ produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*. 129: 193-202.
- Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M. & Yiou, F. (1998). Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguás River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz. *Earth and Planetary Science Letter*. 160 (3-4): 723-728.
- Fabel D., Stroeven A. P., Harbor J., Kleman J., Elmore D., Fink D. (2002). Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters*. 201: 397-406.
- Hancock G. S., Anderson R. S., Chadwick O. A. & Finkel R. C. (1999). Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology*. 27:41-60.
- Heimsath A. M., Chappell J., Dietrich W. E., Nishiizumi K., Finkel R. C. (2001). Late Quaternary Erosion in Southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. *Quaternary International*. 83-85: 169-185.
- Jackson J., Ritz J-F., Siame L., Raisbeck G., Yiou F., Norris R., Youngson J. & Bennett E. (2002). Fault growth and landscape development rates in Otago, New Zealand, using in situ cosmogenic ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*. 15: 185-193.
- Lal D. (1991). Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett*. 104: 424-439.
- Nichols K. K., Bierman P. R., Hooke R Le B., Clapp E. M., Caffee M. (2002). Quantifying sediment transport on deserts piedmonts using ^{10}Be and ^{26}Al . *Geomorphology*. 45: 105-125.
- Pallàs R., Rodés A., Braucher R., Carcaillet J., Ortuño M., Bordonau J., Bourlès D., Vilaplana J. M., Masana E. & Santanach P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*. 25: 2.937-2.963.
- Regard V., Bellier O., Braucher R., Gasse F., Bourlès D., Mercier J., Thomas J.-C., Abbassi M.R., Shabanian E. & Soleymani Sh. (2006). ^{10}Be dating of alluvial

deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 242: 36-53.

Salgado A. A. R., Varajão C. A. C., Colin F., Braucher R., Nalini H. A., Varajão A. F. D. (2007). Study of the erosive and denudational processes in the upper Córrego Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG - Brazil) by the in situ-produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32: 905-911.

Salgado A. A. R., Varajão C. A. C., Colin F., Braucher R., Nalini H. A., Varajão A. F. D. (2008 - In Press). Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für Geomorphologie*.

Schaller M., Von Blanckenburg F., Hovius N., Kubik P. W. (2001). Large scale erosion rates from situ-produced cosmogenic nuclides in European rivers sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. 188: 441-458.

Siame L., Braucher R., Bourlès D. L. (2000). Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Soc. Géol. France*. 171(4): 383-396.

Siame L., Bellier O., Braucher R., Sébrier M., Cushing M., Bourlès D., Hamelin B., Baroux E, Voogd B. de, Raisbeck G. & Yiou F. (2004). Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth and Planetary Science Letters*. 220: 345-364.