

大陆地壳生长演化模式：亏损地幔 Th-U-Nb 体系的证据

苏斌

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

Email: subin211@mails.gucas.ac.cn

关于大陆地壳生长的模型和速率的研究方法有很多, 本文介绍利用亏损地幔的 Th-U-Nb 体系来研究大陆地壳的生长, 重点强调在数据处理过程中利用 La/Nb-Nb/U (或者 La/Nb-Nb/Th) 图解判断地幔岩石在形成过程中有没有受到陆壳物质的混染, 并建议用 Nb/Th 比值代替 Nb/U 比值, 初步建立幕式增长的模型。

研究地球早期演化有几个基础的问题, 例如: 大陆地壳什么时候开始生长? 大陆地壳生长和消减之间存在什么关系? 大陆地壳以何种模式进行生长? 任何一个问题的突破进展对于了解地壳形成都至关重要。其中大陆地壳生长模式大体分为三种: 连续逐渐生长¹; 早期快速生长和后期重循环²; 幕式生长³。关于各种模式的讨论已经持续 40 余年, 地球演化到何时才存在与现今物质成分和面积相似的大陆地壳是解决问题的关键, 本文从评论“Sylvester *et al.*, 1997. Niobium/Uranium Evidence for Early Formation of the Continental Crust. *Science*, 275: 521-523.”这篇文章出发, 然后提出我们对陆壳生长的模式的认识。

1 研究壳幔分离的 Nb/U 比值原理

壳幔分离时微量元素整体行为将发生分异。许多微量元素, 例如 Th、U、Nb、Ta 和 Ba, 在大陆地壳中的浓度远大于分异出地壳之后的地幔, 这样大陆地壳分异之后, 必然会造成地幔亏损这些高场强元素。而大离子亲石元素不能准确记录大陆地壳的分异, 因为很多岩浆过程 (例如低程度部分熔融) 都会造成这些元素的含量发生变化⁴。Y 和一些重稀土元素在石榴子石中比较富集, 当源区为石榴子石稳定区域时, 会严重影响分析的准确度。这样选取能够代表地幔的样品, 例如科马提岩, 利用高场强元素就能了解早期地幔演化的特征。为了避免微量元素区域富集以及测量精度带来的问题, 多用丰度的比值代替微量元素丰度值来研究地质问题。

常见的高场强元素对, 如 Zr/Hf 和 Nb/Ta, 由于在地幔部分熔融形成陆壳和洋壳的过程中其比值一直保持不变, 等同于原始地幔, 所以不能用来研究地壳生长的情况。而 Nb/U 显著区别前两者, 地幔萃取形成陆壳时, U 的分配系数小于 Nb, 所以 U 更容易进入陆壳中, 导致亏损地幔的 Nb/U 比值升高; 形成洋壳时, U 和 Nb 的分配系数一样, Nb/U 比值在熔融前后保持不变⁴。这样随着陆壳的不断形成, 亏损地幔中 Nb/U 比值会不断升高, 将地

质某一时期亏损地幔的 Nb/U 比值与现在的值对比, 就可以推测当时大陆地壳生长的情况⁵。Hofmann *et al.* 率先提出洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩的 Nb/U 比值可以研究壳幔分离、大洋玄武岩的源区以及地壳生长的时限等问题⁴。由于 Th 和 U 在地幔部分熔融时性质相似, 并且 Th 相对 U 性质更加稳定, 一些学者也提议在研究壳幔分离问题时用 Nb/Th 比值来代替 Nb/U 比值⁶。

Sylvester *et al.* 在文章中研究了西澳 Kambalda-Norseman 地区晚太古代 (2.7Ga) Lunnon Formation (后面简写成 Lunnon Fm) 的玄武岩, 所测得 Nb/U 比值介于 32-47, 结合现代大洋玄武岩的 Nb/U 比值 (47⁴), 认为 2.7Ga 前从地幔中萃取形成的大陆地壳的数量就和现代相同。

2 La/Nb-Nb/U 图解的作用

有些研究者在研究地壳早期演化时, 采用 Nb/U 比值的平均值⁶, 也有些研究者采用其中的最大值代表当时的亏损地幔⁷, 两者对于讨论壳幔演化有很大的差别。例如, Lunnon Fm 玄武岩 24 组数据中最大值为 47, 平均值为 42.6, 前者表示当时地壳的数量等同于现在, 而后者表示仅为现在的 78% (利用后面部分的计算公式)。因此亏损地幔真实的 Nb/U 比值究竟是所测数据的平均值还是最大值需要慎重考虑。

Sylvester *et al.* 利用 Nb/Th ((La/Sm)_n 和 (Th/La)_n) -Nb/U 图

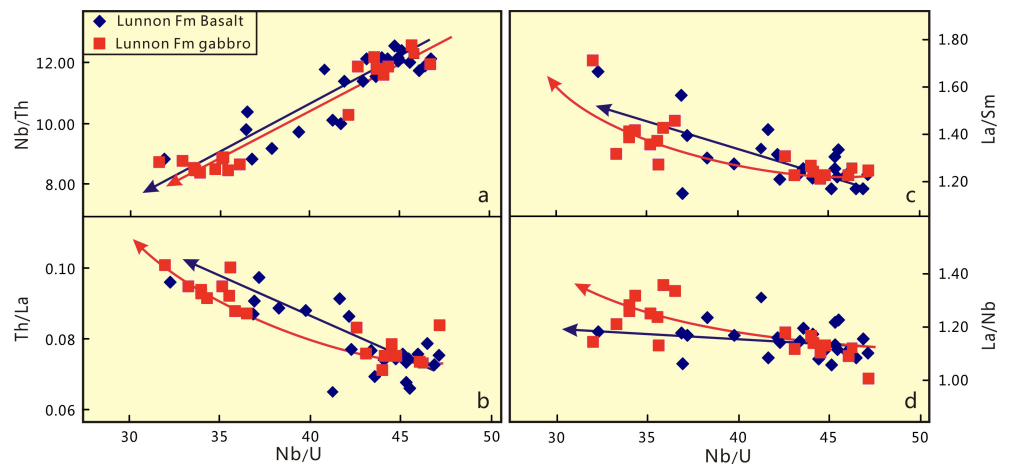


图 1 Lunnon Fm 玄武岩和其中的辉长岩席 (a) Nb/Th、(b) Th/La、(c) La/Sm 和 (d) La/Nb 与 Nb/U 比值的图解。

解分析认为 Nb/U 比值的散布 (32~47) 可能是上覆大陆地壳混染的结果, 其中最大值 (47) 代表当时亏损地幔的值。关于两端元混合在微量元素比值图解上如何分布, 取决于纵轴和横轴中的分母元素丰度比值在两端元的差别⁸, 即曲率 $r=(a_1/b_1)/$

(a_2/b_2) , 其中 a 和 b 分别表示纵轴和横轴分母元素的丰度, 下标表示混合的两个端元。在地幔部分熔融形成地壳的过程中, Th 和 U 的分配系数很接近 (D^{Th} 稍小于 D^U)⁵, 大陆地壳萃取后, 陆壳、亏损地幔以及原始地幔的 Th/U 比值基本相同 (即 $r=(Th/U)_{CC\&PM}/(Th/U)_{DM}=1$)。陆壳或者原始地幔对亏损地幔进行混染, 离散的数据在 Nb/Th-Nb/U 图解中线性分布 (图 1.a), 所以 Nb/Th-Nb/U 图解不能说明来自亏损地幔的岩石在形成过程中是否受到陆壳或者原始地幔的混染。在 La/Sm-Nb/U 和 Th/La-Nb/U 图解中 (图 1.b 和 c), 由于地幔部分熔融过程中 La、Sm 和 U 的分配系数不一样, 如果玄武岩形成过程中存在陆壳的混染, 即 Nb/U 比值变化的下端元为陆壳, $r=(Sm/U)_{CC}/(Sm/U)_{DM}$ 和 $r=(La/U)_{CC}/(La/U)_{DM}$ 分别约为 0.0912 和 0.3395, 那么 Nb/U 比值将分别沿着斜率为 0.0912 和 0.3395 的双曲线分布。当把侵入玄武岩的辉长岩席的数据也投入图中时, 其数据相对偏线性分布。

在部分微量元素原始地幔标准化曲线上 (未给出图), 部分辉长岩表现出 Nb 相对 Th 和 La 的负异常, 表现出明显的陆壳特征, 而玄武岩不存在 Nb 的相对负异常, 可能不存在陆壳的混染。在 La/Nb-Nb/U 图解中 (图 1.d), 辉长岩席和玄武岩的数据出现解耦现象, 辉长岩随着 Nb/U 比值降低表现出明显的陆壳混染的趋势 (图 2.b), 而玄武岩的 La/Nb 比值基本保持不变 (图 2.a), 不可能是亏损地幔和陆壳混染的结果。当然也可能是玄武岩的 La/Nb 比值变化对轻微陆壳混染表现不明显, 对比同期 (2.72Ga) Vald'Or/Stoughton-Roquemare 拉斑质玄武岩⁹ (图 2.c), 具有与 Lunnnon Fm 玄武岩相似的 Nb/U 比值 (32~48), 但是其 La/Nb 比值随着 Nb/U 比值的降低而缓慢升高, 表现为陆壳的混染作用, 说明前面的猜测不正确。Ontong Java Plateau 拉斑玄武岩形成与白垩纪, 远离大陆, 形成后不可能受到陆壳的混染¹⁰ (图 2.d),

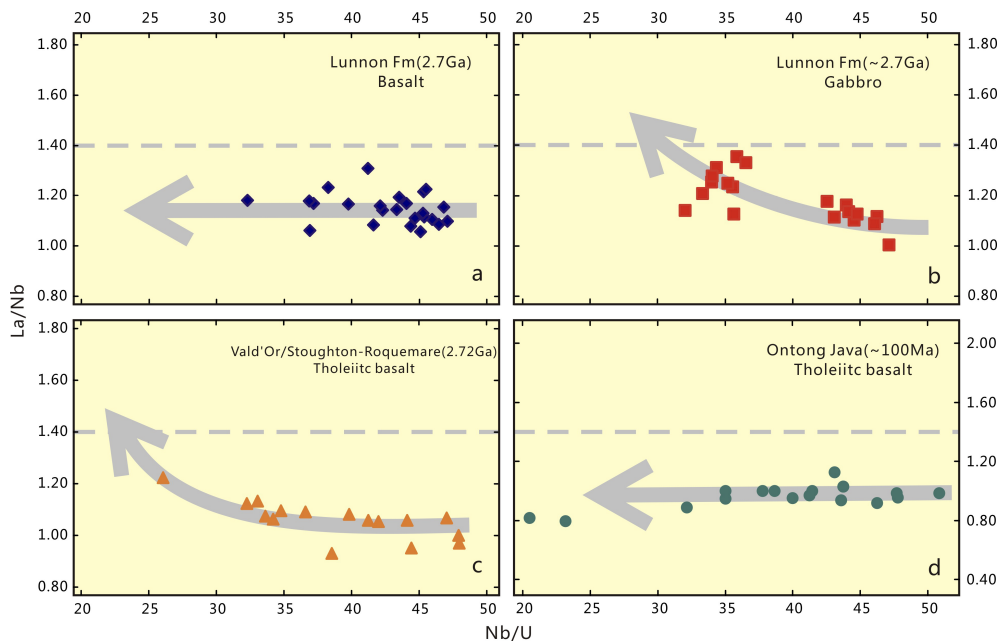


图 2 La/Nb-Nb/U 比值图解. (a) Lunnnon Fm (2.7Ga) 玄武岩, Nb/U 比值分布介于 32~47, La/Nb 比值基本保持不变; (b) Lunnnon Fm 玄武岩中的辉长岩席, Nb/U 比值范围和周围的玄武岩一样, La/Nb 比值随着 Nb/U 比值减小而增大; (c) Vald'Or/Stoughton-Roquemare (2.72Ga) 拉斑质玄武岩⁹, Nb/U 比值主要分布 32~48, 随着 Nb/U 比值降低 La/Nb 比值升高; (d) Ontong Java Plateau 拉斑质玄武岩¹⁰, Nb/U 比值变化范围很大, 而 La/Nb 比值保持不变, 尤其 Nb/U>30 时.

这与其 La/Nb 比值保持不变相一致, 而玄武岩的 Nb/U 比值在一定范围内变化, 与 Lunnnon Fm 玄武岩一样, 两者可能是源区不均一造成的。

源区的不均一可能是部分熔融程度不一样, 也可能是地壳物质重循环进入地幔造成的。由于地幔部分熔融形成玄武岩时, Nb 和 U 的分配系数一样, 即使熔融程度不一样, 其比值也会保持不

变, 因此更可能是后者的情况。现代大陆进入地幔主要有三种方式: 沉积物俯冲、俯冲侵蚀和地壳拆离, 这些过程都和板块构造相联系⁷。板块俯冲运动在 ~3.0Ga 就已经开始¹¹,

由于早期地壳比较小、薄, 没有厚厚的根, 难以固定, 下地壳可能很难变质为榴辉岩进而拆离, 所以我们主要考虑俯冲环境的情况。太古代板片俯冲对地壳的增生作用不大¹², 主要把地壳物质带入地幔中进行重循环。

源区的不均一为什么能够造成 Nb/U 比值不一致, 而 La/Nb 比值基本不变? 地幔部分熔融形成洋壳 (图 3), 相对亏损地幔, 洋壳具有相等的 Nb/U, 低的 La/Nb 比值; 形成陆壳时, 具有低的 Nb/U 和高的 La/Nb 比值。由于太古代大洋岩石圈温度较高, 在俯冲不是很深时板片就发生部分熔融, 熔融残留的洋壳 Nb/U 和 La/Nb 比值升高。熔融后岩浆进入地幔楔, LREE 相对于 HFSE 更容易进入熔体中¹², 因此熔体中 LREE/Nb 比值升高, 而 Nb/U 比值降低, 那么随着洋壳俯冲下来的陆壳物质熔融后 LREE/Nb 比值降低, Nb/U 比值升高。这样洋壳 Nb/U 比值升高, 大于亏损地幔; La/Nb 比值升高, 接近亏损地幔。俯冲进入地幔的陆壳 Nb/U 比值也升高, 而 La/Nb 比值降低, 接近亏损地幔。这样洋壳和陆壳循环进入地幔后, 萃取地幔形成的玄武岩 Nb/U 比值就会在一定范围内变化, 而 La/Nb 比值基本上不变化。

因此类似 Lunnnon Fm 和 Ontong Java 玄武岩的情况, Nb/U 比值在一定范围变化不是陆壳混染的结果, 而是在地幔分异之前受到俯冲地壳的混染作用, 俯冲过程中微量元素发生不同的分异, 最明显的特征就是 La/Nb 比值基本保持不变。这样的情况, Nb/U 比值的平均值更加接近实际情况。对 ~2.7Ga 的地幔岩石在 U-Nb 图解上拟合直线, $Nb/U=43.7$, 和采用平均值得出的 $Nb/U=43.98$ 一致。因此我们建议对于 La/Nb 比值基本一致的 Nb/U 数据采用平均值。

表 1 全球亏损地幔来源岩石的 Th-U-Nb 数据

Location	Rock type	Age(Ma)	Nb/U	Nb/Th	Th/U	Data Source
Isua West Greenland	Boninite-like volcanic rocks	3700-3800		8.65		[13]
Barberton	Basalt or Basaltic komatiites	3500	41.28	9.90	4.17	[5]
Barberton	Komatiites	3500	42.13	10.07	4.18	[5]
Barberton	Komatiites	3500	42.67	9.14	4.67	[14]
	Average	3500	41.64	9.88	4.22	
Superior	ultramafic	2900-3000	43.00	7.17	6.00	[15]
Superior	mafic	2900-3000	47.32	10.61	4.47	[15]
Lumby Lake&Steep Rock	Komatiites	2950	53.23	11.65	4.57	[16]
Lumby Lake	basalt	2950	49.50	11.00	4.50	[16]
Lumby Lake	tholeiitic basalts	2950	41.37	8.34	5.03	[16]
Lumby Lake	tholeiitic basalts	2950	42.33	8.79	4.84	[9]
Steep Rock	basalts	2950	54.17	13.54	4.00	[16]
	Average	2950	46.06	9.77	4.79	
Sumozero-Kenozero	Komatiites	2900	46.20	12.96	3.57	[17]
Sumozero-Kenozero	Basalt	2900	41.96	11.56	3.63	[17]
	Average	2900	45.49	12.73	3.58	
Kostomuksa	Komatiite	2800	40.08	14.18	2.89	[18]
Vald'Or/Stoughton-Roquemare	Tholeiitic basalts	2720	42.96	9.81	4.41	[9]
Munro	Komatiites	2720	44.21	13.51	3.75	[19]
Abitibi	Komatiitic Basalts or Komatiites	2700		11.51		[20]
Abitibi	Komatiites	2700	44.47	13.67	3.30	[21]
Tisdale	Komatiites	2700	66.66	13.95	4.79	[19]
Tisdale	Komatiitic basalts	2700	41.03	10.92	3.78	[19]
Tisdale	Basalts	2700	39.15	9.00	4.35	[19]
Kambalda-Norseman	Basalts	2700	42.46	11.18	3.81	[本文]
	Average	2700	43.98	11.61	3.89	
Onega	Mafic lavas	2000	60.45	16.02	3.77	[22]
Flin Flon Belt	Basalts	1900	57.07	16.24	3.73	[23]
*Gabal-Gerf-Tilemsi-Ogcheon-Avalon	Average	750	49.88	16.97	3.10	[6]
*Pinoeer Fm	Pillow basalts	240	47.35	17.16	2.79	[6]
*Indian,Pacific	MORB	30-90	46.35	17.50	2.63	[6]
*East Pacific	E-MORB	0	45.07	18.50	2.44	[6]

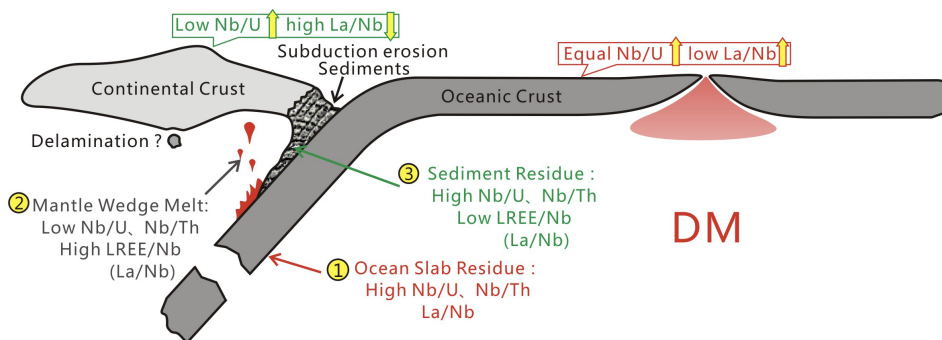


图 3 太古代地壳俯冲循环进入地幔模型图和微量元素比值变化情况。

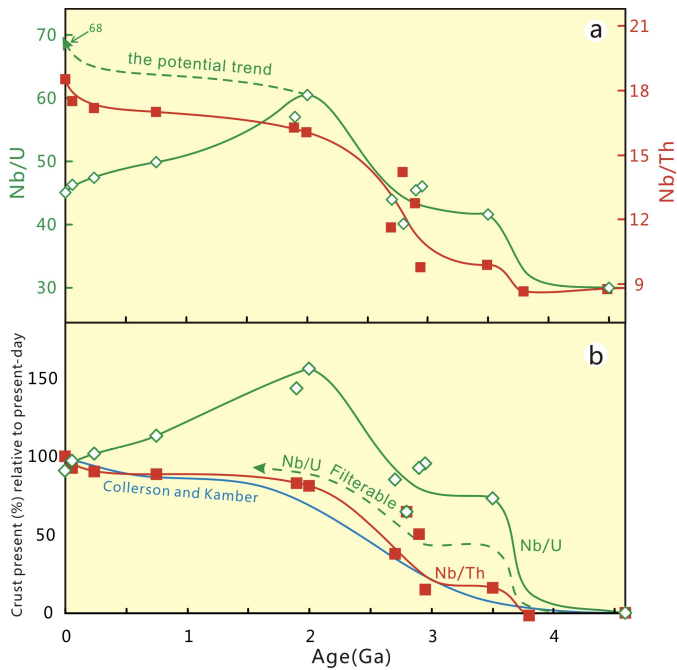


图 4 (a) 亏损地幔来源的岩石 Nb/U 和 Nb/Th 比值随时间演化曲线图。其中绿色空心菱形为 Nb/U 比值数据，红色实心方块为 Nb/Th 比值数据，实线为实际的趋势线，绿色虚线为推断的趋势线，交纵轴于 Nb/U=68。地球初期原始地幔 Nb/U=30⁴，Nb/Th=8.75⁶；现在亏损地幔 Nb/U=47⁴，Nb/Th=18.5⁶；(b) 大陆地壳生长曲线。绿色实线为 Nb/U 比值得出的生长曲线，红色实线为 Nb/Th 比值得出的生长曲线，蓝色实线为 Collerson and Kamber 给出的生长曲线⁶，绿色虚线为 Nb/U 比值按照现在亏损地幔 Nb/U=68 计算的生长曲线（过滤大氧化事件后的曲线）。

3 陆壳生长研究中 Th-U-Nb 体系的运用

为了研究大陆地壳演化的模式，我们统计了 3.8Ga~1.9Ga 科马提岩和能够准确代表地幔特征的玄武岩，对于较年轻的地幔岩，主要引用他人的结果⁶。

本研究统计了 14 个地区 24 块样品数百个数据值，我们过滤数据的原则主要有一下四点：

- (1) 为了减小测定带来的误差，Nb/U 比值小于 30 的排除⁵；
- (2) 对于一些严重脱离数据主要分布范围 Nb/U 比值比较大的数据排除；
- (3) 适当情况下依据地球化学数据进行过滤。
- (4) 作 La/Nb-Nb/U 图解，观察是否存在地壳混染的趋势（La/Nb 随 Nb/U 减小而曲线趋势增加），如果存在，选取可靠的最大值或者相近较大值的平均值；如果不存在混染的趋势（可以做 Nb/Th-Nb/U 图解帮助鉴别），排除 La/Nb>1.4 的数据⁷，取平均值。

统计计算后的结果以及他人统计（0~750Ma）的数据列在表 1 中，并将数据在 Nb/U (Nb/Th) -t 图解表示，然后用平滑曲线连接各点（图 4.a）。由于统计的 2.95Ga 和 2.7Ga 数据比较多，更能够代表当时全球的特征，对 2.8~2.9Ga 出现的突变（尤其 Nb/Th）给予淡化处理。

对比 Nb/U 和 Nb/Th 比值随时间变化的趋势（图 4.a），后者

随着时间的减小而逐渐增大，对应从地幔中分异出来的大陆地壳逐渐增加，并在 3.5Ga 和 2.0Ga 增幅较大；前者区别后者一个明显的特征就是在 2.0Ga 以后，Nb/U 比值逐渐降低，对应 2.0Ga 是地质历史大陆地壳数量最多的时代，之后陆壳数量逐渐减小。真实的情况是这样吗，为什么在 Nb/Th 比值中没有体现出来？

由于 U 元素很容易受到外界因素的影响，活动性较大，在大气圈和水圈充分氧化条件下 U 很容易在地幔中富集⁶。通过 S²⁴ 和 Os²⁵ 同位素的研究，在 ~2.3Ga 地球存在大氧化事件，那时冰河期结束，地球逐渐变暖，光合作用生物大量繁殖，最终形成含有大量氧气的大气，因此 2.0Ga 时期的 Nb/U 比值逐渐降低可能与大氧化事件有关。假设不存在氧化事件的影响，Nb/U 比值在 2.0Ga 以后将类似 Nb/Th 比值的趋势继续平缓延伸下去，那么现代的亏损地幔 Nb/U 比值可能为 68 而不是 47。

由于原始地幔和现代亏损地幔的 Nb/U 比值已知，那么知道 t 年代的 Nb/U 比值就能计算出 t 年代大陆地壳相对现代陆壳的百分比（假设地球形成初期为 0，现在为 1）。地幔分离出地壳更接近分离部分熔融，Nb 和 U 元素满足平衡方程：

$$\frac{dNb}{dU} = \frac{k_{Nb}}{k_U} \cdot \frac{Nb}{U} \quad (1)$$

其中 k_{Nb} 和 k_U 分别是 Nb 和 U 元素分离的速率，令 $\alpha = k_{Nb}/k_U$ ：

$$\frac{Nb/U}{(Nb/U)_i} = \left(\frac{U}{U_i} \right)^{\alpha-1} \quad (2)$$

假设 F 为 t 年代陆壳占现在陆壳的百分比，U_i、U_p 和 U 分别表示地壳形成时、现在和 t 年代亏损地幔中 U 的浓度：

$$F = \frac{U_i - U}{U_i - U_p} \quad (3)$$

$$\frac{U}{U_i} = 1 - F \left(1 - \frac{U_p}{U_i} \right) \quad (4)$$

将(4)式带入(2)式，由于 1-U_p/U_i<1，F<1，在部分熔融程度不是很大时，F·(1-U_p/U_i)<<1

$$\ln \frac{Nb/U}{(Nb/U)_i} = F \cdot (1-\alpha) \cdot \left(1 - \frac{U_p}{U_i} \right) \quad (5)$$

当 Nb/U=47 时，F=1，带入(5)式，并且(Nb/U)_i=30：

$$F = \frac{\ln \frac{Nb}{U} - \ln 30}{\ln 47 - \ln 30} \quad (6)$$

同样可以推导 Nb/Th 的生长公式为：

$$F = \frac{\ln \frac{Nb}{Th} - \ln 8.75}{\ln 18.5 - \ln 8.75} \quad (7)$$

将 Nb/U 和 Nb/Th 比值带入(6)式和(7)式，计算得到的数据在 F(%) - t(Ga) 图中表示（图 4.b）。如果正如前面的分析 2.0Ga 以后

Nb/U 比值受大氧化事件影响降低, 现代的亏损地幔 Nb/U 比值可能为 68, 那么 Nb/U 比值的生长曲线应该为图 4.b 中的绿色虚线, 除了 3.5Ga 时比 Nb/Th 比值生长曲线 F 值大, 其余的年代基本一致, 这也验证之前的推测可能正确。利用 8 个地球物理数据、12 个 transport-forward modeling 数据和 10 个 Nb/Th 比值数据建立的生长曲线如图 4.b 中的蓝色实线⁶, 与本研究 Nb/Th 比值建立的生长曲线基本一致。主要区别是后者在 3.5Ga 和 2.0Ga 处更加突出, 代表大陆地壳在这两时期大量形成, 指示幕式生长的模式。

利用锆石 U-Pb、Hf 和 O 同位素研究冈瓦纳大陆²⁶和加拿大 Slave 克拉通²⁷, 前者得到~3.3Ga 和~1.9Ga 两个陆壳快速生长时期, 后者显示在 4.5Ga~2.8Ga 期间, ~3.8Ga 和~3.4Ga 是地壳重要生长期。并且随着 Columbia 超大陆研究的深入, 越来越多的古元古代地体被不断报道 (North Australia, North India, East Africa, Arabia-Nubia Shield, North China Craton 和 Yangtze Craton 等)^{28, 29}。所以本次利用 Nb/Th 比值研究获得的地壳生长曲线具有广泛的地质意义, 在~3.5 Ga 和~2.0 Ga 存在快速增长大陆地壳的情况, 陆壳整体呈现幕式增生的特点。

4 展望

关于大陆地壳生长的讨论还会持续下去, 利用亏损地幔的 Th-U-Nb 系统可以研究大陆地壳生长的情况, 初步建立幕式增长的模型。为了更好的理解地壳增生, 更多的地幔岩数据需要获得, 尤其 3.5Ga 以前的数据, 可以弥补由于缺少早太古代克拉通而无法研究的空缺。同时从文中表 1 中可以看出同时期不同地区地幔岩的 Nb/U 和 Nb/Th 比值也存在较大差别, 可以利用其来研究地幔的不均一性。

References

- Hurley, P. M. and Rand, J. R. Pre-drift continental nuclei. *Science* **164**, 1229-1242 (1969).
- Armstrong R. L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. *Rev. Geophys.* **6**, 175-199 (1968).
- Veizer, J. and Jansen, S. L. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.* **87**, 341-370 (1979).
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79**, 33-45(1986).
- Campbell, I. H. Constraints on continental growth models from Nb/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archean Basalt-Komatiite suites. *Am. J. Sci.* **303**, 319-351 (2003).
- Collerson, K. D. and Kamber, B. S. Evolution of the Continents and the Atmosphere Inferred from Th-U-Nb Systematics of the Depleted Mantle. *Science* **283**, 1519-1522 (1999).
- Condie, K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem. Geophys. Geosys.* **4**(1), 1005 (2003). doi:10.1029/2002GC000333
- White, W. M. Lecture 22 Isotopic Geochemistry of Subduction Zone magmas. In: *Isotopic Geochemistry*. pp. 149-155 (2000).
- Kerrich, R., Wyman, D., Hollings, P. and Polat, A. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 101-115 (1999).
- Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J. and Pringle, M. Geochemistry and Age of the Ontong Java Plateau. *Geophysical Monograph* **77**, 233-261 (1993).
- Shirey, S. B. & Richardson, S. H. Start of the Wilson Cycle at 3 Ga Shown by Diamonds from Subcontinental Mantle. *Science* **333**, 434-436 (2011).
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. The Geochemical Evolution of the Continental Crust. *Rev. Geophys.* **33**, 241-265 (1995).
- Polat, A., Hofmann, A. W. and Rosing, M. T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chem. Geol.*, **184**, 231-254 (2002).
- Parman, S. W., Shimizu, N., Grove, T. L. and Dann, J. C. Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 383-396 (2003).
- Hollings, P., Wyman, D. and Kerrich, R. Komatiite–basalt–rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province. *Lithos* **46**, 137-161 (1999).
- Tomlinson, K. Y., Hughes, D. J., Thurston, P. C. and Hall, R. P. Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rock and Lumby Lake area, Western Superior Province. *Lithos* **46**, 103-136 (1999).
- Puchtel, I. S. *et al.* Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**(21), 3579-3595 (1999).
- Puchtel, I. S. *et al.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* **155**, 57-74 (1998).
- Fan, J. and Kerrich, R. Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**(22), 4723-4744 (1997).
- Dostal, J. and Mueller, W. U. Komatiite Flooding of a Rifted Archean Rhyolitic Arc Complex: Geochemical Signature and Tectonic Significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *J. Geol.* **105**, 545-563 (1997).
- Kerrich, R. and Xie, Q. Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb-Th-U-LREE systematic of Archean Komatiites and basalts revisited. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 476-484 (2002).
- Puchtel, I. S. *et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.* **130**, 134-153 (1998).
- Stern, R. A., Syme, E. C. and Lucas, S. B. Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: Evidence for an intra-oceanic origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**(15), 3131-3154 (1995).
- Farquhar, J., Bao, H. and Thiemens, M. Atmospheric Influence of Earth's Earliest Sulfur Cycle. *Science* **289**, 756-758 (2000).
- Yasuhito, S. *et al.* Osmium evidence for synchronicity between a rise in atmospheric oxygen and Palaeoproterozoic deglaciation. *Nat. Comm.* **2**, 502 (2011). doi: 10.1038/ncomms1507
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Paterson, B. A. and Kinny, P. D. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature* **439**, 580-583 (2006).
- Pietranik, A. B. *et al.* Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology* **36**(11), 875-878 (2008).
- Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A. and Sun, M. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* **59** 125–162 (2002).
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A. and Li, S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Sci. Rev.* **67**, 97-123 (2004).

COPYRIGHT © 2012 Bin Su. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License 3.0, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

CITATION Su, B. The evolution model of continental crustal growth: evidence from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle. *Coll. Nat. Sci.* **3**(4), 101-105 (2012).

PERMALINK <http://collegenatsci.org/v3n4/p101>