

国外地质科技资料选集

第二十一集

21

地质矿产部南京地质矿产科学研究所

1982年11月 南京



國外地質科技資料選集

第四十一集

21

中国科学院图书馆地质研究所图书馆

1980.12.15

《国外地质科技资料选集》目录

(第二十一集)

微量元素在花岗质岩浆岩成因研究中的应用·····	(1)
利用稀土元素类型确定岛弧岩浆活动中俯冲沉积物的作用·····	(20)
千岛群岛火山岩中深源包体的地球化学·····	(27)
浅成岩体、花岗岩类侵入体和火山生成物以及它们之间的关系·····	(34)
古火山区矿床的容矿构造·····	(50)
含铜斑岩矿床矿体形态成因分类·····	(62)

微量元素在花岗质岩浆岩成因研究中的应用

一、导 言

虽然微量元素模式已成功地应用于玄武质岩石的成因研究,但对于岩浆成因的花岗质岩石进行这类研究还比较少。然而,有一些研究已说明,微量元素通常有助于确定花岗质岩石的成因。

玄武质成分的岩石可以由橄榄岩质或玄武质母岩部分熔融产生,其成分可因分异作用以及可能与陆壳的反应作用而得到改造,但花岗质成分的岩石却可以在相当大的总压力、水压和温度范围内,由地幔、玄武质岩石,其它花岗质岩石、中性成分岩石和沉积岩石等经部分熔融而产生。最后生成的花岗质熔体成分还可以因分异作用,与其它熔体的混合或者与不同组分的岩石反应而得到改造。虽然对于玄武质母岩来说微量元素的含量可以有所不同,但其变化不如花岗质母岩大。由于 P 、 T 、 f_{H_2O} 和母岩成分可能变化很大,而且富硅质熔体的反应缓慢,所以目前花岗岩体系的实验研究对岩石成因的解释也不总是十分完满的。再则,现有以自然体系和实验室研究为依据的可利用的矿物/熔体的分配系数(k_d)资料也是有限的。任何岩石成因研究以排除可能的模式为主要目的,这意味着,对于花岗质体系来说,限制可行的岩石成因模式的数量,就不像玄武质体系那样容易。

本文介绍的是花岗质岩石典型的矿物/熔体的分配系数资料、在岩石成因中所应用的微量元素资料的模式计算和评述、残留矿物对花岗质熔体中 K 、 Rb 、 Sr 、 Ba 和稀土元素的影响、四种不同花岗质熔体的资料以及它们的岩石成因解释等问题。

二、矿物/熔体分配系数在岩石成因中的应用

最近十年,微量元素应用方面的进展,主要表现在由原先用微量元素作为对比岩石类型的“指印”(“Fingerprints”)发展到用微量元素来解释岩浆岩的成因和演化。这些进展是通过微量元素 k_d 值应用于分异作用和部分熔融的定量模式中而获得的(表1列出本文所用符号)。

矿物/熔体的 k_d 值,就是由某矿物中一定的微量元素已测定的重量浓度除以共存的熔体中所测定的那个元素重量浓度所得的值。熔体与矿物可以假设为它们是平衡的或者是准平衡的。例如: Ba 在钾长石斑晶中是600ppm,在玻璃基质中是100ppm,那么 Ba 的钾长石/硅酸盐熔体的 k_d 值是6。在平衡条件下,矿物/熔体的 k_d 值不取决于矿物和熔体的相对比例以及某元素的浓度。一个元素是否作为微量元素来处理取决于这个元素在

所研究的相中是否遵循亨利 (Henry) 定律。一个元素可以呈微量存在, 但实际上是一个矿物相的主要构成组分。例如: Zr 在花岗质熔体中的浓度虽只是万分之几, 但它在锆石中不能算作微量元素, 而是一个主要的组成组分。

元素的 k_d 值取决于温度高低、矿物和熔体的成分。例如稀土元素的矿物/熔体的 k_d 值, 在花岗质熔体中通常高于玄武质熔体。这种变化是更多地取决于温度或是成分, 一直未搞清楚, 因为花岗质熔体中液相和矿物两者的成分明显地不同, 正如玄武质熔体中所表示的一样。元素 k_d 值与温度的关系如下:

$$\ln k_d = C_1 T^{-1} + C_2 \quad (1)$$

式中 C_1 和 C_2 是常数。

岩浆岩分异作用和部分熔融产生的微量元素的定量模式的理论推导是由 Neuman 等, Schilling 和 Winchester, Grast, Shaw, Greenland, Albarede 和 Bottinga 以及 Hertogon 和 Gijbels 提出的。

一般认为部分熔融有两种模式——平衡熔融以及分离熔融。二个模式都假定熔融是发生在平衡条件下, 那就是说, 熔融是在相当长的时间内发生的, 所以在熔体和液相中某一种微量元素扩散时, 该元素就有可能在熔体和残留矿物相中有适当分配。因为在熔体中的扩散系数要比在残留矿物中高得多, 这些矿物中的扩散速度就是确定平衡是否达到的速度控制因素。例如: 正长石中 k 和 Rb 或金云母中 Sr 的平衡, 对于 1 cm 大小的颗粒说, 在 1000°C 时估计要 1000 年才能达到平衡, 在 700°C 时要 1, 000, 000 年才能达到平衡。因为平衡所需的时间是与颗粒半径的平方成正比, 所以较小颗粒的母岩达到平衡就要迅速得多。例如: 如果颗粒大小减少 1/4, 达到平衡所需要的时间缩短 1/16。对于熔融温度较低的粗粒岩石来说, 在矿物颗粒中心与熔体之间有可能不出现平衡。对于具低 k_d 值的那些元素来说, 它们对熔体的影响会出现母岩浆微量元素浓度低于其实际所具有的浓度或部分熔融程度要大于其实际所具有的熔融程度。而且, 矿物中不同的微量元素不同的扩散能力, 可以对熔体中微量元素比值产生某些影响。具高 k_d 值的那些微量元素对熔体的影响将导致残留矿物相中高 k_d 值的矿物具有较低的比例, 这一比例较它实际所占的份量要低。

平衡熔融时, 熔体和固相残留物中的微量元素是处于平衡之中的, 这种熔融过程可一直进行到熔体充分积聚, 使得密度较低的熔体自己从残留相中迁移出来, 并形成深成岩体、半深成岩体或火山岩体。在分离熔融发生时, 一小部分熔体不断地迁移出来并储存在岩浆房里。平衡熔融可能是更为实际的模式, 因为最初形成的熔体基本上含有所有挥发组分, 当熔体与残留相分开时, 挥发组分与熔体同时离开。这种残留相的固相线将大大地高于母岩的固相线, 而且, 如果没有更多的热量或挥发组分的加入, 熔融就不再发生。

有一种常见的错误看法, 就是某种岩石的微量元素成分是由所含的矿物所控制的, 例如: 富斜长石的岩石有高的 k/Rb 值以及正 Eu 异常等。除了聚积物外, 这不是一种必然的情况, 岩石中矿物成分是由主要元素成分和 P 、 T 、 P_{H_2O} 等条件所决定。假定在熔融之前是一个封闭体系, 原岩中微量元素是根据适当的 k_d 值在各矿物之间分配的, 那么, 当熔融发生时, 次要的以及主要的矿物相都会发生反应或熔融并消失。由于某个矿

物相的消失, 如果要达到平衡条件, 残留矿物和熔体中的微量元素浓度就会继续进行重新调节。

Shaw建立了平衡熔融时部分熔融的常用方程式, 这里只考虑一种情况, 即: 一熔体中某一给定微量元素的重量浓度 C_L 与发生熔融的母岩中该微量元素的浓度 C_0 之比, 可由下式表达:

$$C_L/C_0 = 1 / [D_0 + F(1 - P)] \quad (2)$$

式中

$$D_0 = \sum_i X_i k_d^i \quad (3)$$

并且

$$P = \sum_i P_i k_d^i \quad (4)$$

D_0 是熔融开始时, 根据矿物成分, 某微量元素在母岩中的总分配系数。 X_i 是原始母岩中某一矿物 i 的重量百分数。 k_d^i 是矿物 i 中某微量元素的矿物/熔体分配系数。 P 是组成熔体的所有矿物总分配系数, 其中 P_i 是熔体中矿物 i 的标准重量百分数。本文所用的符号归纳在表1中。

方程(2)重新组合可以写成

$$C_L/C_0 = 1 / [(D_0 - PF) + F] \quad (5)$$

式中可以看到, 熔融过程中, 熔融因数 $(D_0 - PF)$ 说明的是残留相总分配系数变化时的熔融程度。但这情况没有考虑某些相可以已完全反应或全部熔融掉这个事实。所以当包含在残留相中主要矿物熔融后仍然存在时, 才符合这种情况。

表1 本文中所用的符号(符号与Shaw及Hertogen和Gijbels所用的符号相似)

X_i = 相 i 在固相中的重量百分数

K_d^i = 相 i 某微量元素的矿物/熔体重量分配系数

D = 在熔体和残留物分离时, 残留矿物相某微量元素的总分配系数;

$$D = \sum_i X_i K_d^i$$

D_0 = 熔融开始时某微量元素的总分配系数

P^i = 相 i 进入液相的部分

$$P = \sum_i P_i K_d^i$$

C_0 = 母岩中某微量元素的重量浓度

C_L = 所产生的熔体中某微量元素的重量浓度

C_S = 残留矿物相中某微量元素的重量浓度

$$D = C_S/C_L$$

F = 熔体相对于母岩的重量百分数

方程(5)的关系似乎说明, 熔体中某一给定元素的含量 C_L 取决于原始矿物学和熔体的标准成分。下面说明这种情况是不正确的。因为方程(5)说明, 如果原始矿物

学和熔体的标准成分是已知的, 则还要保留原始相才可以计算出 C_L/C_0 。

熔体和母岩都具有相同的标准成分, 简单的熔融情况如 Shaw 给出的关系式如下:

$$C_L C_0 = 1 / [D_0 + F (1 - D_0)] \quad (6)$$

这里 D_0 代替了 P 。

用方程式(5)一样的方式改写方程式(6)时, 即可得到:

$$C_L/C_0 = 1 / [D_0 (1 - F) + F] \quad (7)$$

Hertogen和Gijbels对该式作了推导, 证明方程式(2)的局限性在于, 没有考虑矿物相会消耗殆尽, 在熔融过程中 kd 值和熔融比会发生变化。不管怎么样, 使用这些方程式时, 必须知道作为温度以及矿物和熔体两者成分的函数的正确 kd 值, 还必须知道在熔融过程中相的平衡条件, 因为对极大部分岩石系列来说, 这些情况知道的很少, 所以最好是能考虑母岩的可能的微量元素浓度以及液相移出时, 残留物的矿物含量和部分熔融的程度。液相移出时残留物的总分配系数(D)可用下列各式表示:

$$D = (D_0 - PF) / (1 - F) \quad (8)$$

或

$$D(1 - F) = D_0 - PF \quad (9)$$

上式代入方程式(5), 即可得到与Schilling和Winchest〔9, 方程式4〕类似的关系式:

$$C_L/C_0 = 1 / [D(1 - F) + F] \quad (10)$$

这个式子表明液相从残留物中移出时, 某元素在液相中浓度与母岩中浓度之比 C_L/C_0 取决于残留物的总分配系数 D 和部分熔融的程度 F 。因此, 如果一个矿物在熔融过程中原来是存在的, 随后由于熔融或反应而消失, 那么该矿物不会影响熔体的微量元素成分。当然, 这里假定矿物和熔体间给定的微量元素处于平衡或准平衡状态。

残留相中微量元素浓度 C_s 相对于母岩中微量元素浓度 C_0 之比可用式子 $C_s/C_0 = C_L/C_0 \cdot D$ 来进行计算, 该式是按分配系数的定义求得, 即 $D = C_s/C_L$ 。

图1所示, 就是部分熔融时, C_L/C_0 与 F 的关系曲线。如果 D 大于 F , 则 $F < 40\%$ 时, C_L/C_0 接近于 $1/D$, F 值越小, 则越接近于 $1/D$ 。当 D 接近于0时, C_L/C_0 接近于 $1/F$, 并随着 F 的增加而更加接近于 $1/F$ 。

在分异作用*过程中, Neuman等应用的Rayleigh分散定律可用来描述分异熔体中微量元素浓度 C_L 与母岩熔体微量元素浓度 C_0 之比。关系式如下:

* 分异作用就是分离结晶作用所产生的熔体的一种演变作用。如Rayleigh分散定律中所用的那样, 分离结晶作用基本上是极少量晶体瞬时平衡沉淀, 晶体是直接由熔体沉积而来的, 而且被另一层晶体立即复盖, 后一种晶体可使早期形成的晶体免于与演变的熔体保持平衡。

$$\dot{C}_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad (11)$$

F是残留熔体百分数，D是从熔体晶出的晶体总分配系数。Greenland所提出的方程式是考虑到矿物比例的变化或作为成分和温度函数的kd值变化的一种方程式。应用方程式(11)同样可以说明上面这两种变化。

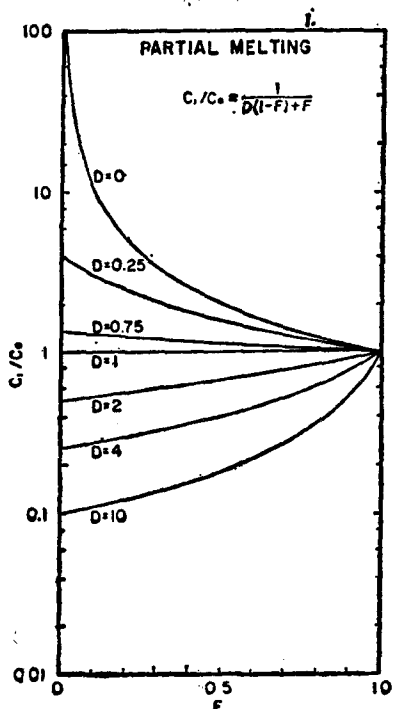


图1 熔体中某微量元素与母岩中微量元素浓度之比 C_L/C_0 和部分熔融重量百分比F的关系图。D是熔体移出时残留物中矿物的矿物/熔体总分配系数。假定熔体与残留矿物相在熔体与残留物分离之前一直平衡。

图内外文中译名为：1.部分熔融

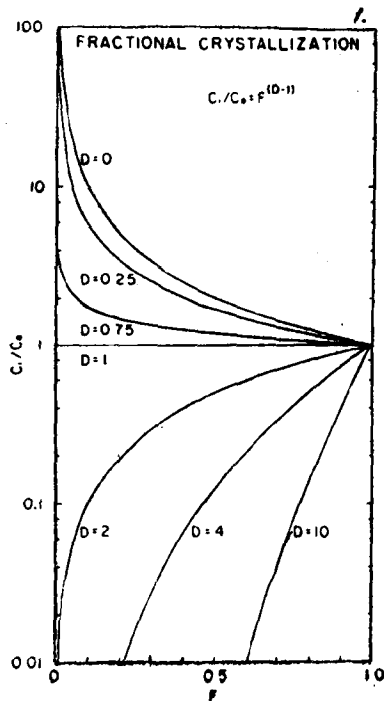


图2 熔体中某微量元素浓度与母岩熔体微量元素浓度之比。在总分配系数D给定情况下，相对于分离结晶作用过程残留熔体重量百分数F的关系曲线。这一模式以Rayleigh分异作用定律为依据的

图内外文中译名为：1.分离结晶作用

对于分异作用，当D接近于零时， C_L/C_0 接近于 $1/F$ ，这与部分熔融情况很类似图(2)。然而又不同于部分熔融，如果给定元素的D大于1，则分离结晶作用使得某微量元素从熔体中迅速耗损。例如：D=10，则7.5%的分离结晶作用可使在熔体中某元素浓度降低二分之一。

平衡条件下部分熔融时，如果矿物在熔体移出之前已熔融或通过反应而消失，那么该矿物先前的存在并不会影响熔体微量元素的成分；那就是说，微量元素是按照一个合适的kd值在熔体和仍残留矿物之间分配。然而在分离结晶作用过程中，如果某种矿物已经较早地晶出并且不再由于T、P、 P_{H_2O} 或熔体成分的变化而结晶，那么它将影响熔体中所含微量元素，在这样的情况时，矿物/熔体的kd值要明显地大于零。因此，就分异作

用模式来说,必须研究所有矿物的沉淀结晶情况以及研究作为温度和成分函数的 k_d 值的变化。

在天然岩浆中,微量元素在斑晶和熔体中的分配由于条带结构出现而变得复杂了;分带是因晶体迅速地生长以及晶体和熔体中微量元素缓慢的扩散速度所造成。Hart和Brooks指出:在一个单一斑晶中,其清晰的和混浊的部位有十分不一样的微量元素浓度。他们指出,用于分异作用研究的最好的 k_d 值就是条带状斑晶的 k_d 值,它们看来能说明上述规律。在火山岩系列分异作用的研究中,根据这些火山岩中的斑晶,理想溶液将能够测定和使用 k_d 值。

就分异作用或部分熔融而言,测定分离结晶作用和部分熔融的程度可以通过选择某一微量元素来完成,前提是假设这个微量元素有非常低的 D 值。当 D 接近于零时, $C_L/C_0 = 1/F$, 它可提供可允许的最小程度的部分熔融量或由于分离结晶作用而产生的最低限度残留熔体量。通过对 D 值明显大于 1 的那些微量元素进行研究,可以区别一组同源岩浆的岩石是部分熔融的结果,还是分离结晶作用的结果(参阅图 1, 2 和 3)。如果整个岩组中元素的浓度大致是个常数,则主要作用是部分熔融。如果 k_d 值大的元素有大的变化,则主要作用是分异作用。

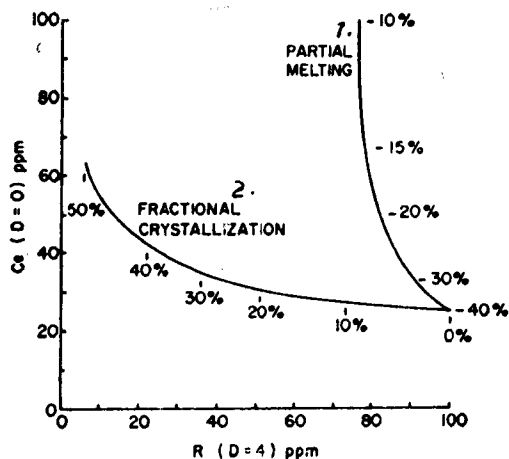


图 3 在两组岩浆岩中微量元素浓度的曲线图。第一种岩浆岩由均匀的母岩经 10—40% 的部分熔融而形成。另一种是相同的均匀母岩经 40% 部分熔融后又经历了 0—50% 的分离结晶作用 (F 分别为 1 和 0.5) 形成的。因为在这两组岩石中,微量元素 Ce 的 $D=0$, 部分熔融和分异作用 Ce 是 $1/F$ 。微量元素 Rb 的 D 在两组岩石中为 4。对于均匀母岩 40% 熔融产生的熔体, $Ce = 25\text{ppm}$, 而 $Rb = 100\text{ppm}$

图内外文中译名依次为: 1. 部分熔融

2. 分离结晶作用

三、花岗质熔体中的残留矿物

部分熔融或分异作用过程中,形成花岗质熔体后,可能作为残留相的矿物有斜长石、钾长石、石英、角闪石、其它闪石、单斜辉石、紫苏辉石、橄榄石、黑云母或金云母、白云母、堇青石、兰晶石或矽线石、方柱石、氧化物、硫化物、磷灰石、锆石以及其它一些付矿物。对于石英、白云母、方柱石、兰晶石、矽线石、堇青石、氧化物或硫化物来说, K 、 Rb 、 Sr 、 Ba 和稀土元素的 k_d 值是无效的。除了堇青石、方柱石和白云母外,根据晶体化学可以确定,这些矿物的 K 、 Rb 、 Sr 、 Ba 和稀土元素 k_d 值接近于零。橄榄石中这些元素有非常低的 k_d 值,它可能仅对于玄武岩通过分异作用而衍生的花岗质熔体也许是重要的。在高 P_{H_2O} 条件下,橄榄岩或地幔的部分熔融能否直接形成本文所指的花岗质熔体,这是有争议的。

长石由于斜长石和钾长石间有固熔体，因此总是非常复杂的（例如：Carmichael 等人著作的第五章）。在水压力下($P_{H_2O}=P$ 负荷)，或在斜长石 An 含量较高时，长石体系中极小值相交于固熔体分解曲线，而且斜长石中仅存在很有限的 K 的固熔体。在低水压和斜长石具低 An 含量时，其固相线不与固溶体分解曲线相交，而且斜长石和钾长石间有复杂的固溶体。在低 P_{H_2O} 和母岩的斜长石含量高的条件下，由于广泛产生固溶体，部分熔融过程中形成的初始熔体比最低带成分含有更多的斜长石。

如果没有 K 是基本组成元素的黑云母或钾长石这样的残留相存在，即使 K 是一种主要元素，在许多情况下，也可在熔体中被当作微量元素来看待。如果黑云母或钾长石与其它钾阳离子最小固溶体是一起存在的，那么只要两相中的任一相和其它相仍然残留于残余相中，并且 T、P 和 P_{H_2O} 未发生明显变化，熔体中 K 的浓度是个常量，这与熔融程度无关。这一点可以从图 4 中得到理解，这是一个没有固熔体的 Ab—Or—Q 的简单三元共结系。如果母岩在斜长石区，当熔融开始时，初熔的组分属于共结成分。当熔融继续进行，熔体组分仍然是属于共结组分，直到所有正长石在残留相中全部消耗为止。因此，只要钠长石、正长石和石英存在，K 的含量仍然是个常数。一旦正长石耗尽，那末熔体就会沿着石英—钠长石共结线移动，熔体中 K 含量因稀释而减少，结果成了贫 K 的熔体。

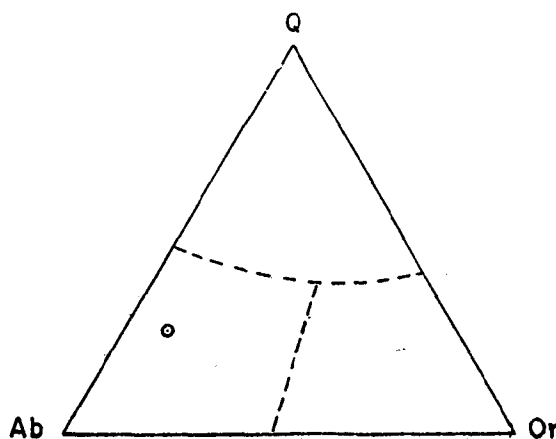


图 4 无固溶体的 Q—Ab—Or 三元系。分开矿物区的连线是同结线相交的点是共结点。部分熔融的假设母岩成分在 Ab 区。

在这节中，还要研究一下作为残留相的各个矿物如何定性地影响着部分熔融或分异作用所产生的花岗质熔体中 K、Rb、Sr、Ba 和稀土元素的浓度问题。kd 值资料列于表 2 和图 5。通过下面单矿物的研究，可以认为矿物影响的程度与它的相对丰度以及某一元素 kd 值的大小是直接有关的。

表 2 英安岩和流纹岩中常见造岩矿物的矿物/熔体的典型 kd 值*

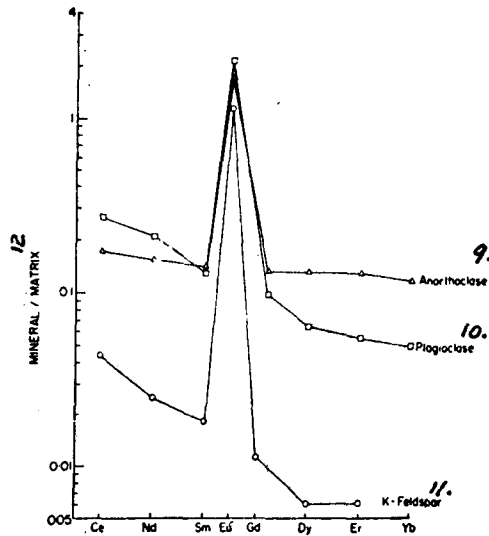
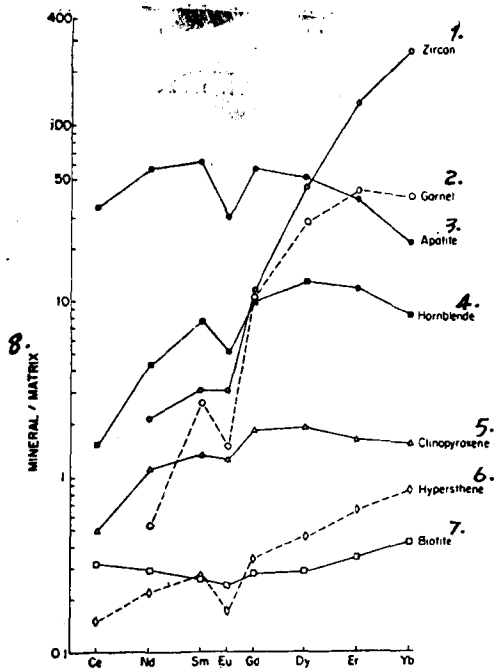
元 素	石榴子石	紫苏辉石	斜辉石	角 闪 石		黑云母	钾长石	歪长石	斜 长 石		
	(1)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(2)	(3)	(1)	(1)	(2)
K	0.020	0.0023	0.037	0.081	0.065	5.63**	1.49**		0.10	0.076	0.263
Kb	0.085	0.0027	0.032	0.014	0.0077	3.26	0.659	0.45	0.011	0.016	0.048
Sr	0.015	0.0085	0.516	0.22	0.094	0.120	0.87	5.57	4.4	1.45	2.84
Ba	0.017	0.0029	0.131	0.044	0.054	6.36	6.12	5.04	0.31	0.30	0.36

* (1) 引自 Nagasawa 和 Schntzler

(2) 引自 Phipotts 和 Schetzler

(3) 引自 Sun 和 Hanson

** 这些值不是真正的 kd 值，因为 k 是黑云母和钾长石的基本构成组分



图内外文中译名依次为：1. 锆石 2. 石榴子石 3. 磷灰石 4. 角闪石 5. 单斜辉石 6. 紫苏辉石 7. 黑云母 8. 矿物/基质 9. 歪长石 10. 斜长石 11. 钾长石 12. 矿物/基质

图5 英安岩和流纹岩中稀土元素的矿物/熔体分配系数。这些平均值引自Arth和Hanson；后者选自Nagasawa和Schnetzler；Higuchi和Nagasawa；Nagasawa；Schnetzler和Philpotts。歪长石的资料引自Sun和Hanson的著作。

斜长石 斜长石一般消耗熔体中的Sr。流纹岩中的典型kd值为4，但是Z·E Pertainment（私人通信1974）认为花岗岩质熔体的kd值应是30。kd配分类型中的正铈异常可造成熔体中负铈异常。斜长石铈异常的强度是随 f_{O_2} 以及T的降低而增加的。虽然在比值上，斜长石K的kd值比Rb高，K和Rb的kd绝对值是如此低，以致残留相中斜长石不能对K/Rb值有很大的影响。因此，除了Sr和Eu外，这里所研究的其它微量元素受斜长石的影响也是非常小的。但如果斜长石中K的固溶体多，则Ba和Rb的kd值就会增长（参阅表2中的歪长石）。

钾长石 钾长石类似于斜长石，因为其中的Sr和Eu具有高kd值，而且Eu以外的稀土元素的kd值低，但钾长石Ba的kd值高。钾长石可以区别于斜长石，因为钾长石不能象斜长石一样使熔体中Rb/Sr比值增大那么多，但却可使在熔体中有高的Sr/Ba值。钾长石可使熔体K/Rb比值相对于母岩有很大降低（见图6A）。

歪长石 歪长石是斜长石和钾长石的一种固溶体，可以预料，它具有与斜长石和钾长石差不多的作用。

石榴子石 石榴子石的K、Rb、Sr、Ba和轻稀土的kd值都非常小，但其重稀土元素的kd值非常大。当石榴子石大量存在时，就能形成重稀土较少的熔体，同时出现正的Eu异常。

紫苏辉石 紫苏辉石的微量元素的kd值都比较低，因此，对这些元素的比值没有很

大的影响。它可引起熔体中轻稀土元素比重稀土元素有稍高的富集，并出现正铕异常。

单斜辉石 残余物中单斜辉石能使中间稀土元素相对耗损，使重稀土略为减少，并导致出现正铕异常。

角闪石 残留相中角闪石对K、Rb、Sr、Ba几乎没有影响。虽然它能够使得K/Rb比值有些降低，但K和Rb的 k_d 值是较小的。如同单斜辉石一样，角闪石对稀土元素的主要影响在于中间元素耗损，使重稀土元素略有减少，并导致出现正铕异常。但角闪石的 k_d 值显然要明显大于单斜辉石。

黑云母 黑云母如紫苏辉石，由于稀土元素的 k_d 值较低，所以对稀土元素的配分几乎没有什么影响。在同样条件下，它主要的影响就是使熔体中K含量保持一个常数，使熔体中Rb/Sr值降低以及Sr/Ba值增加（参阅图6B）。

锆石和磷灰石 锆石和磷灰石的稀土元素都有大的 k_d 值，如果它们出现的量足够多，则对稀土元素配分类型具有较大的影响。锆石的出现可使重稀土元素耗损。磷灰石的出现会使中间稀土元素相对耗损，并导致出现正的Eu异常。

小结：

- (1) K、Rb、Ba存在于黑云母中，而K和Ba存在于钾长石中。
- (2) Sr和Eu存在于各类长石中。
- (3) 熔体中的Rb/Sr比值可因斜长石的存在而在熔体中增加，可因钾长石的出现而略有减少，而且还可因残留相中有黑云母的存在而减少。
- (4) K/Ba和K/Rb比值，除钾长石或黑云母外，并不受任何其它矿物的明显影响。
- (5) 熔体中的Sr/Ba比值可因斜长石而降低，并可因钾长石稍有增加，可因黑云母而有更大的增加。
- (6) 稀土元素最有效用，虽然某个给定矿物的 k_d 值作为温度或成分的函数来说，有着很大的摆动，但一般说来该矿物的配分类型是一致的。因此，这种矿物对熔体的稀土元素类型有特征性的影响，虽然计算残留物中该矿物百分率是不可能的，但在部分熔融或分离结晶作用过程中该矿物仍作为残留相存在时，通过配分类型可确定该矿物。

与其它稀土元素的关系：

- (1) 有些重稀土元素是可存在于单斜辉石中，但大量存在于角闪石、石榴子石和锆石中。
- (2) 中间元素可存在单斜辉石、角闪石和磷灰石中。除了磷灰石外，轻稀土元素在一般矿物中含量不高。
- (3) 熔体中正铕异常是由于残留物中的石榴子石、磷灰石、角闪石、单斜辉石和紫苏辉石而引起的。
- (4) 熔体中负铕异常是由于残留物中斜长石或钾长石而引起的。
- (5) 残留物中斜长石和单斜辉石具有同等的比例或角闪石二倍于斜长石，它可产生微量铕异常的熔体。

四、微量元素模式

这一节将根据计算模式推断各种残留矿物对熔体微量元素含量的影响。地球化学家

特别感兴趣的参数是K/Rb比值。通常，比较基性岩石具有较高的K/Rb比值，比较酸性的岩石具较低的K/Rb比值。现在我们来研究一下低K的较基性岩石经过部分熔融或分异作用后如何形成K/Rb比值比母岩低的花岗质岩石的。在部分熔融条件下，熔体的K/Rb值与母岩K/Rb值之比可用方程式(10)经修改求得：

$$\frac{C_L K/Rb}{C_O K/Rb} = \frac{D_{Rb} (1 - F) + F}{D_K (1 - F) + F} \quad (12)$$

从方程式(12)可以看出，熔体的K/Rb比值与母岩K/Rb比值之比是D和F的函数。如果K和Rb两者的D小于F，那么熔体的K/Rb比值接近于母岩的比值。如果熔融量F低，只有 D_K/D_{Rb} 比值才是影响熔体K/Rb值的重要因素；那就是说F具有比D值低得多的数值。当F=0时，则 $C_L/C_O = D_K/D_{Rb}$ 。例如：如果降低K/Rb值二分之一或二分之一以上，利用表2中花岗质熔体的kd值，而残留物中只有角闪石($D_{Rb}=0.014$ ， $D_K=0.081$)时，需要5%或5%以下的熔融。对于分异作用熔体中K/Rb比值与母岩中K/Rb比值之比可通过修改的方程(11)而得到：

$$\frac{C_L K/Rb}{C_O K/Rb} = F (D_K - D_{Rb}) \quad (13)$$

从(13)中可再次看出熔体与母岩的K/Rb比值之比是残留熔体量和分配系数的函数。如果通过分异结晶作用使熔体的K/Rb值相对于母岩的K/Rb降低二分之一或二分之一以上，并利用与部分熔融时相同的角闪石为例子，则需要F值必须是0.00003或0.00003以下。因此，分异作用对熔体K/Rb比值变化的影响要比低D值时部分熔融作用的影响小得多。一组样品中，D值明显小于F值的微量元素浓度与部分熔融或分异作用的程度有关，但这些元素在熔体中的比值将反映出这些元素在母岩中的比值。

如果利用煌斑岩中角闪石，其Rb和K的kd值很高， $D_K=1.40$ ， $D_{Rb}=0.427$ ，若熔体的K/Rb比值相对于母岩要降低二分之一或二分之一以上，对于部分熔融和分异作用来说F值分别需要是35%和49%或更少。对于更高D值来说，分异作用过程在改变熔体的K/Rb比值时效果更大。

为了影响K/Rb值，必须考虑其它相。虽然斜长石有较高的 K_d/K_{dRb} 比值，但它的kd值甚至较角闪石的还低(见表2)。如果Rb的kd值相当低，残留体中相对纯净的钾长石将导致K/Rb比值的急剧下降。由于钾长石中K、Na和Ca形成固溶体的量不同，钾长石中K含量可为13%或更少。相对于熔体讲，钾长石中K的重量百分比是3.3，而Rb的kd值为0.4。因此作为残留相出现的钾长石能够使K/Rb值显著降低。

黑云母作为残留相，视其稳定性不同，可以使得K/Rb比值或高或低。如果 f_{O_2} 、 f_{H_2O} 、 f_{Cl} 、 f_F 等使得黑云母稳定并一致熔融，也就是说黑云母在熔融过程中不分解为钾长石和铁镁相，则熔体的K含量要比斜长石—正长石—石英(Plag—Or—Q)体系的最低含量要低得多。黑云母的K含量一般是6.5—8.0%。因为共结熔体组分在4千巴时K含量约4%；因此，根据含钾量少于3.5%可以区别这些熔体。当Rb的kd值约为2或3时，黑云母的K含量相对于熔体钾含量之比，可大于Rb的kd值，黑云母就可使熔体中的K/Rb比值降低。如果在熔融过程中，黑云母不是一个稳定相并且不一致熔融，即在熔融进行时，黑云母能分解成钾长石或铁镁相，正如WinKler所指出的，熔体K含量

将类似于斜长石—正长石—石英 (Plag—Or—Q) 体系中最小熔体的组分。所以残留相中的黑云母会使得K/Rb比值增加。

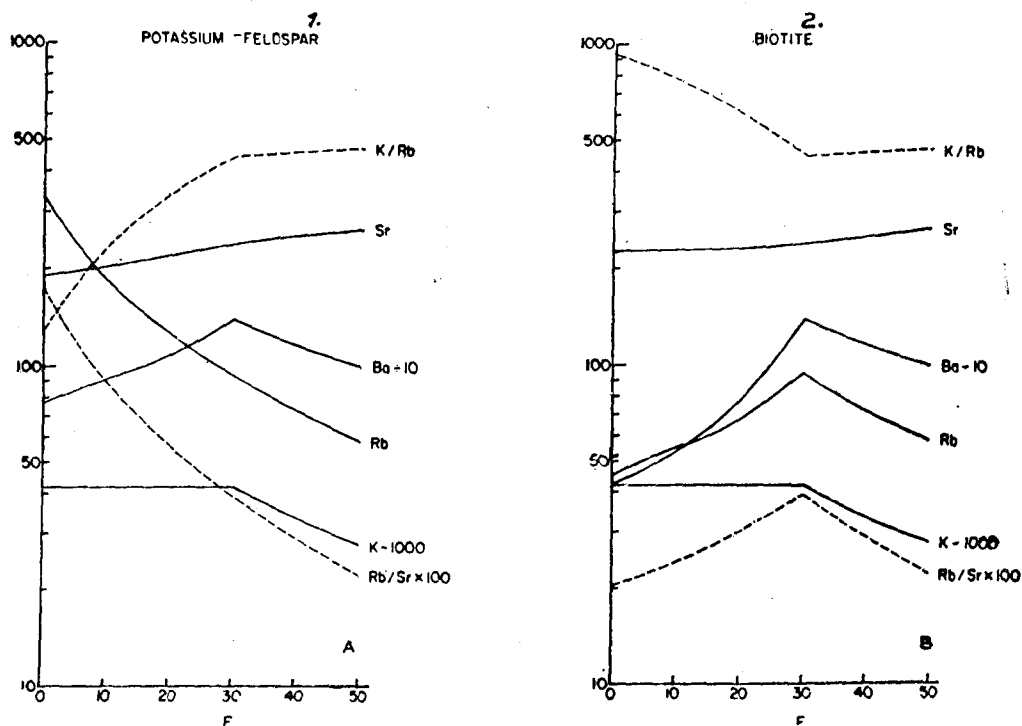


图6：熔体K、Rb、Sr、Ba浓度 (ppm) 和K/Rb, Rb/Sr比值与部分熔融量关系的曲线图 (Kd值见表2)。这两组曲线说明的是由化学成分相同的母岩产生的熔体所含的元素。在A中, 母岩的矿物成分: 石英为20%; 钾长石10%, 黑云母0%, 斜长石50%, 角闪石20%; B中母岩的矿物组分: 石英为20%, 正长石0%, 黑云母20%, 斜长石50%, 角闪石10%。浓度是在假定熔融过程中黑云母分解成一小部分钾长石以及钾长石和斜长石是两个具最低溶体的独立相的情况下进行计算的。在开始30%部分熔融时, 当一个K相存在时, 熔体K含量约为4.2%, 集中在最低熔体组分内。两岩相母岩的原始组分是:

K = 15, 000ppm	K/Rb = 500
Rb = 30ppm	Rb/Sr = 0.06
Sr = 500ppm	
Ba = 600ppm	

当一个K相存在, 各相中的K含量如下

石英 = 0 %K	黑云母 = 6.3%K
钾长石 = 12.2%K	斜长石 = 0.42%K
角闪石 = 0.34%K	

标准最低熔体由33%的石英, 33%的斜长石, 33%的钾长石所组成。因此, 当部分熔融大于30%时, 两种情况中的K相在残留物中就不会再存在, 因此, 这两种情况就非常类似于较高百分比熔融。小于30%的部分熔融对熔体中Ba和Rb浓度的影响非常不同, 这与残留相中存在钾长石还是黑云母有关。

图内外文中译名依次为: 1. 钾长石 2. 黑云母

图6总结了相同母岩部分熔融产生的共结组分熔体中K、Rb、Sr、Ba浓度的影响。这种母岩中K含量分别存在于正长石和黑云母中。K和Sr的曲线在上面两者情况很相似。但Rb和Ba曲线在上面两者情况下是十分不同的,因此,在较低熔融量时,K/Rb和Rb/Sr比值有明显不同的趋势。

五、晚期残余流体

富挥发分相是在花岗质熔体冷却和结晶作用过程中形成的。这些相无论是硅酸盐还是含水液相或超临界流体,都可以对花岗质深成岩体伴生的细晶岩或伟晶岩的形成起作用。富挥发分相通过迁移或活化某些元素,强烈地影响岩体的某些微量元素成分,并可以促进次固相线晶体的生长,如钾长石大晶体的生长。Taylor和Buma等都曾强调过花岗质岩石晚期流体的重要性。Hart等曾指出过富K、Rb、Ba和Cs这些元素的晚期流体对玄武质岩流的不同部位这些元素含量的重要影响。在他们的研究中,岩流中央部位K、Rb、Ba和Cs含量较少,而在上部它们却很富集。低含量部位比富集部位有更高的K/Rb和K/Cs比值。因而得出这样的结论:富含K、Rb、Ba和Cs的晚期流体可从中央部位移出并朝着岩流上部迁移。微量元素的比值可能受到影响,是因为晚期流体趋向于富集较大离子半径的元素。

晚期流体可能有相当不同的性质,这与岩体是岩流还是侵入体有关,也可以与侵入深度和组分以及液相相对含量等有关。Harris等提出,侵入深度是溶解在岩浆中的含水流体含量的函数。例如4 Kb时由湿的沉积物熔融产生的水饱和的岩浆,与最低熔融组分一起都是向上侵入的,在绝热降压和地热梯度曲线之间冷却,在相当于2 Kb或2 Kb以上深度时与水饱和的结晶固相线相交。由相对干燥的下部地壳部分熔融而产生的干熔体,在相当于2 Kb以下的深度时,与固相线相交。如果熔体非常干,则可在与固相线相交之前就已到达地表。因此可以预料深部岩体要比浅成侵入体或火山岩含有更高的晚期流体。

在结晶温度时,纯水就是一种超临界流体,其溶解能力主要是密度的函数。在非常低的压力下,液体密度低,超临界流体溶解能力低。在较高压力下,超临界流体具有的密度类似于液相水,作为溶剂来说,它的性质也类似于液相的性质。作为溶剂的超临界流体很明显并不具有什么特殊性能,因此,当侵入深度控制超临界流体密度时,则这种深度将会影响流体相的性质。从硅酸盐熔体中是否能分离出超临界流体,与它在熔体中的溶解度有关, H_2O 、 CO_2 、Cl、F的浓度以及PH和 fO_2 ,在测定流体的阳离子溶解度和它们的矿物/流体的kd值时可能也是很重要的。如果矿物/流体的kd值非常大,则进入溶液只是非常少的微量元素,而如果液相只占总岩体的非常小的一部分,则它的影响是很小的。但是,如果阳离子非常易溶,矿物/流体的kd值较小,而液相占岩体的很大一部分,则它的影响是很重要的。对于湿岩浆中K、Rb、Cs和Ba来说,这种情况是特别确切的。

稀土元素络合物在它们晚期超临界流体中具多大重要性还不清楚。Mineyer指出,虽然稀土元素作为一个组来说,具有非常相似离子类型,在高压下,它们形成 $Na(REE)F_4$ 形成的络合物,而且重稀土元素络合物的稳定性远远大于轻稀土元素络合物的稳

定性。如果这是确实的,那么可以预料,富氟化物的流体含有比轻稀土元素高的重稀土元素浓度,这种情况与 k_d 值的大小有关,所以重稀土元素在岩石中会受到耗损。Cullers在实验研究时曾确定了,相对于超临界水溶液稀土元素绝大多数分别进入不同的硅酸盐相,如进入 k_d 值为10或大于10的透辉石,斜长石中或进入 k_d 值为100多的硅酸玻璃中。他们还发现,在0.1mNaF的含水溶液中,与在贫氟的含水溶液中,Gd具有相同的矿物/流体的 k_d 值。虽然资料有限,但这也可以说明,稀土元素的络合物不是很重要的。

六、花岗质岩石成因解释的实例

岩浆岩或岩浆岩组成因研究的目的,就是测定母岩在熔融时化学成份和矿物成分,搞清熔融之前母岩的演变历史,部分熔融的程度,部分熔融过程时的温度和压力条件,初始熔体组分由于分异作用的变化,所形成的熔体或岩石由于熔体混合而发生的反应,混杂作用,交代作用,带状熔融或晚期残余流体。为了查明花岗质岩石与其它什么样的岩石伴生,它们的地质历史以及它们是喷出还是侵入的,就必须进行岩石地质关系的研究。如果它们是侵入的,那么估计它们的侵入深度和侵位方式是很重要的。野外观察,仔细采集样品以及岩相学研究,对于评价和尽可能减少后期交代作用、变质作用、低级蚀变和风化作用的影响是很重要的。为确定结晶时形成的矿物相,岩相学研究很重要,为了对岩石分类并与实验研究作对比,除了岩相学研究外,还要进行主要元素分析。地质年代学的研究需要与野外研究一起进行,可查明所假设的同成因样品实际上是否属于同一时代以及确定样品在地质历史上的年代。Pb、Sr和Nd的初始同位素比值可用来估算母岩的U/Pb、Rb/Sr和Sm/Nd等比值,并可确定样品的年代。H、C、O和S的稳定同位素在测定热液蚀变程度以及母岩的特征和所观察岩石的形成过程是特别有用的。岩石的微量元素可用来评价熔融母岩的微量元素的成分,熔体移出时残余物中的矿物相以及分异作用时矿物生成顺序,与初始同位素比值一起,还可用来评价与其它熔体或岩石的混合及反应程度。

如果为了通过岩石成因的研究想获得大量资料,那么微量元素研究或者要结合岩石系列的研究项目,或者需在研究程度高的地区进行,这是很重要的。为了获得大量资料,要获得可得到的最精确和最准确的资料也是很重要的。

某一系列的岩石类型表面上看起来它们具共同成因,但实际上它们都具有自己的演变历史。因而,在完全有证据证明这些单元有共同的历史之前,可以假设在一个岩系中单独的岩石单元可能有自己的演变历史。因此重要的是,在岩石成因研究时,要用单个的,良好选择的样品进行分析,而不是用复合样品进行分析。

在确定岩浆岩成因时,一个考虑重点是了解母岩是否均匀的。例如:假设在岩基范围内,有一典型的均匀花岗质侵入体每边长约5 km,体积 125 km^3 ,如果该深成岩体是地壳20%的部分熔融时产生的,则意思就是说母岩体积为 625 km^3 ,母岩岩块的一边长约8.5 km。由于所占面积大,所以母岩可以由一系列岩石类型所组成。但是,这种熔体可以由不均匀母岩中成分相似的,最易熔的部分生成。

为了检验微量元素模式在花岗质岩浆岩中的应用,对英云闪长岩、英安岩、石英二长岩和粗面岩的岩石成因进行了研究,它们的主要元素以及Rb、Sr、Ba资料列于表

3。标准矿物分子Q—Or—plag图解于图7，稀土元素成分则示于图8。所以选择这些岩石，是因为其中每一种岩石的成分和岩石成因都是完全不同的。这种情况意味着，表面上看来与这些岩石相似的岩石，不一定具相同成因。

表3 榴辉岩部分熔融形成的太古代英云闪长岩(A)，硬砂岩部分熔融形成的太古代石英二长岩(B)；玄武质母岩分异作用形成的英安岩(C)和碱性玄武岩分异与陆壳熔体相互作用形成的粗面岩(D)的主要元素和微量元素分析结果表(氧化物：重量%，元素：PPm)

	A	B	C	D
SiO ₂	63.3	73.8	80.23	58.1
TiO ₂	0.28	0.11	0.09	1.00
Al ₂ O ₃	19.4	14.9	10.61	15.9
Fe ₂ O ₃	1.03	0.30	0.83	2.72
FeO	1.40	0.77	0.18	5.06
MgO	1.45	0.26	0.12	0.90
CaO	5.30	0.93	1.07	2.40
Na ₂ O	6.12	3.60	3.83	5.28
K ₂ O	0.90	5.12	1.47	4.98
H ₂ O	0.51	—	0.73	2.19
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.02	0.22
MnO	0.03	0.02	0.03	0.23
K	7500	42,500	12,200	41,000
kb	12.0	210	20.1	104
Sr	1127	156	74.7	48
Ba	405	651	135	520
K/Rb	625	202	607	397
Rb/Sr	0.111	1.35	0.296	2.17
K/Ba	18.5	65.3	90.4	79.4
Sr/Ba	2.78	0.24	0.55	0.092

太古代英云闪长岩(A)被认为是由拉斑玄武质母岩部分熔融而形成，很可能是在地幔深处，熔融过程中留下榴辉岩残余体(单斜辉石和石榴子石)。二云母石英二长岩(B)被认为是由地壳中硬砂岩部分熔融而形成的，其残余相为石英+石榴子石+斜长石+黑云母+角闪石±辉石±正长石。塞班岛弧型英安岩(C)被认为是由玄武质母岩斜长石和单斜辉石分异作用的结果形成的。南极州罗斯岛的粗面岩(D)被认为是由富轻稀土元素碱性玄武质母岩的橄榄石、尖晶石、单斜辉石、角闪石、斜长石、磷灰石和歪长石的分异作用后，分异熔体与大陆壳组分发生反应而形成的。

虽然英云闪长岩(A)和英安岩(C)都是由贫钾的石英闪长质岩石组成，但这些岩石的主要元素和微量元素的变化显然是有区别的，因而成因不同。Barker等注意到塞班英安岩与塞班其它岩石类型的关系不是很清楚，因此它的岩石成因不易确定。然而这种英安岩有说明它成因的明显特征。例如：它有较平坦的稀土模式，具较低的