第9卷 第4期 岩石矿物学杂志 Vol.9,No.4
1990年11月 ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA Nov.1990

根据岩石化学辨别不同类型的科马提岩及伴生玄武岩

周 美 付
(Saskatchewan 大学地质科学系，加拿大)
白文吉 胡旭峰
(中国地质科学院地质研究所)

主题词：科马提岩；玄武岩；岩石化学

提 要：应用500多个科马提岩的岩石化学分析，分辨出三种科马提岩类型，并探讨了不同类型科马提岩与上地幔的演化关系。

一、引 言

在结构和成因上极其特殊的科马提岩与科马提玄武岩或拉斑玄武岩共同组成科马提岩套。但是不同年龄、不同地区的科马提岩的地球化学特征是不同的，从而证明地幔物理和化学性质是变化的。Nesbitt和Sun用Al_2O_3对TiO_2及CaO对Al_2O_3图解辨别出二种科马提岩：不亏损铝的科马提岩（Ⅰ组）和亏损铝的科马提岩（Ⅱ组）[1]。目前，Ohtani 等鉴定出一种新的富铝的科马提岩（Ⅲ组）[2]，笔者研究证实第Ⅲ组科马提岩不仅存在，且具高Al_2O_3/TiO_2比值，是由Ti的亏损而不是Al的富集引起的。

虽然大多数科马提岩的年代属于太古宙并产于绿岩带内，但有一些科马提岩产在显生宙蛇绿岩套中，例如加拿大 Cape Smith 带（早元古代）、纽芬兰 Betts Cove（奥陶纪）[3]、哥伦比亚的 Gorgona 岛（第三纪）[4]。科马提岩类型及其与科马提玄武岩和拉斑玄武岩的关系以及它们在地史时期内的演化，可能是了解太古宙和显生宙地壳—地幔演化的关键。本文根据文献中发表的500多个岩石化学分析，试图探讨这些问题。

二、方法和资料的选择

利用 Saskatchewan 大学地质科学系计算中心的数据库资料及样品的主要成分（换算成无挥发组分）：SiO_2、TiO_2、Al_2O_3，TFeO (Fe_2O_3+FeO)，MnO、MgO 以及CaO进行计算和制图。科马提岩、科马提玄武岩和拉斑玄武岩样品取自加拿大Abitibi、津巴布韦Belingwe、澳大利亚 Kambalda、南非 Barberton 以及 Pietersberg、格陵兰 Akilia和芬兰。此外笔者又选择了显生宙蛇绿岩套中的样品：加拿大 Cape Smith 带、Betts Cove 带、希腊 Othris带和哥伦比亚 Gorgona 岛。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

三、科马提岩的化学类型

不亏损铝的科马提岩（第Ⅰ组）、亏损铝的科马提岩（第Ⅱ组）已经被证实[1]。在南非和西澳大利亚发现和报导的 Al_2O_3/TiO_2 比值异常高的科马提岩，作为富铝的科马提岩（第Ⅲ组），在实验方面已由 Ohtani 等证明[2]，以前曾认为它们也属不亏损铝的科马提岩[1,5]。三种类型科马提岩的化学成分（据300多个岩石化学分析）见表1。

表 1　科马提岩三种类型的岩石化学特征

Table 1　Petrochemical characteristics of three types of komatiites

	球粒陨石质科马提岩	非球粒陨石质科马提岩		球粒陨石
	不亏损Al(Ⅰ组)	亏损Al(Ⅱ组)	亏损Ti(Ⅲ组)	
SiO_2	47.18	47.41	48.10	33.64
TiO_2	0.32	0.36	0.08	0.11
Al_2O_3	6.50	3.94	5.26	2.43
TFeO	9.80	10.58	6.16	36.20
MnO	0.18	0.10	0.11	0.38
MgO	26.90	28.51	36.81	24.23
CaO	6.56	6.90	3.09	1.92
MgO/TEeO	2.45	2.43	5.38	0.67
CaO/Al_2O_3	1.03	1.76	0.57	0.80
Al_2O_3/TiO_2	21.68	10.94	71.95	22.00
Zr/Y	2.51	3.70	2.00	2.50
Ni/Zr	110.00	100.00	55.00	111.00
Ti/Sc	79.00	110.00	120.00	75.00

注：球粒陨石为CI球粒陨石平均值，根据Anders和Grevesse(1989)。

表 2　不同类型科马提岩的实例和年龄

Table 2　The examples and ages of various types of komatiites

类　型	球粒陨石型	非球粒陨石型	
	Ⅰ　组	Ⅱ　组	Ⅲ　组
实 例	Abitibi，加拿大； Belingwe，津巴布韦； Kambalde，澳大利亚； 芬　兰	Barberton，南非； Yilgan，澳大利亚； Akilia，格陵兰	Pietersburg， Barberton，南非； Akilia，格陵兰
年 龄	晚太古宙 2.7Ga	早太古宙 3.5Ga	早太古宙 3.5Ga

由于第Ⅰ组的CaO/Al_2O_3、Al_2O_3/TiO_2、Zr/Y和Ti/Sc比值相似于球粒陨石（表1），因而称第Ⅰ组为球粒陨石型或不亏损Al型。第Ⅱ组和第Ⅲ组可称作非球粒陨石型，因为上述元素的比值不同于球粒陨石。其中第Ⅱ组被称为亏损Al的科马提岩，因为Al的含量较低，第Ⅲ组被称为亏损Ti科马提岩，因为它们的Ti含量较低（表1）。

三种科马提岩的MgO/TFeO比值与球粒陨石的大不相同，这表明在科马提岩形成过程中

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

镁铁矿物（橄榄石和石榴石）具分异作用。第Ⅲ组科马提岩具有最高的MgO/TFeO比值，而与第Ⅰ组和第Ⅱ组完全不同。根据实验成果，这种比值反映了科马提岩熔体形成的深度[5]。遗憾的是，对第Ⅲ组科马提岩尚未进行实验研究，它们还没有得到普遍的承认。但是与科马提岩有关的物理-化学条件的实验是很多的，例如 Green 等[6]对南非 Barberton 科马提岩的典型实验，Wei 等[7]对第Ⅰ组 Abitibi 和第Ⅱ组 Barberton 的相关系进行的研究。

三种类型科马提岩产出的地点已列入表 2 中，全部非球粒陨石质科马提岩（第Ⅱ组、第Ⅲ组）年龄都属早太古宙，而球粒陨石质科马提岩（第Ⅰ组）的年龄为晚太古宙。

大多数显生宙蛇绿岩套中的科马提岩是同球粒陨石或第Ⅰ组科马提岩相似的，除 Betts Cove 外，它们具有非常低的TiO_2含量和高的 Al_2O_3/TiO_2 比值（表3）。然而，Betts Cove 的蛇绿岩带的科马提岩在上述特征方面与亏损Ti的科马提岩（第Ⅲ组）是相似的，具有非常低的MgO/TFeO比值，并且Ca/Al_2O_3比值（0.88）大致同第Ⅰ组（1.03）相近似。从早元古代（Cape Smith）到奥陶纪（Betts Cove）、三叠纪（Othris）和第三纪（Gorgona 岛）的科马提岩在 Al_2O_3、TFeO、TiO_2和CaO含量上是依次增高的，相反MgO和MgO/TFeO 比值则依次降低。然而，采自 Betts Cove 和 Gorgona 岛的科马提岩具有异常高的 Al_2O_3和 CaO，表明这些岩石从科马提岩向玄武岩过渡。

表 3 年轻科马提岩的化学特征

Table 3 Chemical characteristics of young komatiites

产 地	Cap Smith	Betts Cove	Othris	Gorgona Is.
年 龄	元古代	奥陶纪	三叠纪	第三纪
	10	10	6	22
SiO_2	44.92	56.68	46.25	46.12
TiO_2	0.26	0.10	0.33	0.63
Al_2O_3	4.36	9.73	6.60	12.17
TFeO	13.12	10.12	9.20	11.22
MnO		0.18	0.10	0.20
MgO	32.74	19.74	30.85	17.79
CaO	2.63	8.54	6.40	10.38
MgO/TFeO	2.50	1.95	3.35	1.59
CaO/Al_2O_3	0.60	0.88	0.97	0.83
Al_2O_3/TiO_2	16.77	105.78	20.31	19.38

四、伴生玄武岩的岩石化学特征

在绿岩带内何种岩石与科马提岩伴生是很有意义的。例如，在加拿大 Abitibi 绿岩带内发现了科马提岩同成熟的沉积岩伴生[8]。大多数科马提岩同玄武岩伴生，并且组成绿岩系的底部层序。依据结构这些玄武岩可分成二种类型：科马提质玄武岩和拉斑玄武岩。科马提玄武岩具典型鬣刺结构。然而，科马提质玄武岩和拉斑玄武岩之间的地球化学差异不明显，虽然科马提玄武岩比其他玄武岩具有低 TiO_2、高 MgO 和高 CaO/Al_2O_2 比值[9]。科马提玄武岩、拉斑玄武岩和科马提岩的关系目前也研究得不很清楚。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

大部分与科马提岩伴生的玄武岩均分布在硅碱图解（图 1）的拉斑玄武岩区。在地球化学方面，上述二种类型玄武岩没有多大的区别。

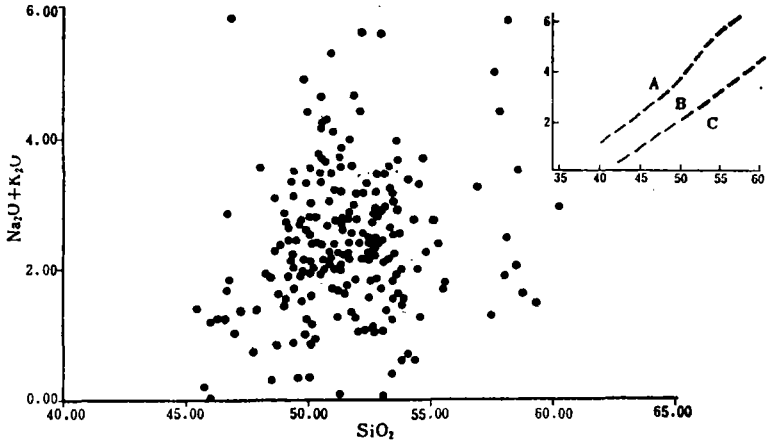


图 1　玄武岩的Na_2O+K_2O对 SiO_2 图解，与科马提岩伴生的玄武岩部分分布在拉斑玄武岩区

Fig. 1　The alkali vs. silica diagram of the basalts, a part of samples are located in the tholeiite field

A—碱性玄武岩区；B—高铝玄武岩区；C—拉斑玄岩区

除此之外，在 AMF 图解（图 2a）上，玄武岩具有拉斑玄武质富 FeO 趋势和钙—碱趋势，而三种科马提岩中不存在这种趋势。

玄武岩可能是一种构造环境的指示剂，玄武岩化学成分投点于 TiO_2—MnO—P_2O_5 构造岩浆辨别图解（图2b）上，与科马提岩伴生的玄武岩位于岛弧拉斑玄武岩和钙碱玄武岩区内，表明绿岩带或科马提岩可能形成于与岛弧或弧后盆地相似的环境中。

五、岩石化学辨别图

综上所述，三种科马提岩最明显的差异是Al_2O_3/TiO_2、CaO/Al_2O_3和 MgO/TFeO 比值。第Ⅱ组具有最高的 CaO/Al_2O_3 比值以及最低的 Al_2O_3/TiO_2 比值，第Ⅲ组具有最高的 Al_2O_3/TiO_2 比值和最高的 MgO/TFeO 比值。这样，Al_2O_3/TiO_2 对 CaO/Al_2O_3（图 3）以及 MgO对Al_2O_3/TiO_3 和 CaO/Al_2O_3 图（图4）有助于区分科马提岩的三种类型。

然而，同样的图解不能鉴别出伴生的玄武岩类型。

伴生玄武岩的 CaO/Al_2O_3 比值变化于0.5～1.0间，而 Al_2O_3/TiO_2 比值为 17～22，MgO 含量与科马提岩明显不同。

所以，在“$Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Al_2O_3 \times 10 - MgO/TFeO \times 10$”图解上以及在“$CaO - Al_2O_3 - TiO_2 \times 20$”图解上，可以区分科马提岩的三种类型（图5）。科马提岩的三个类型在 $CaO - MgO - Al_2O_3$ 图解上具有不同的演化趋势（图6）。

第Ⅱ组具有富 CaO 趋势，第Ⅲ组具有富 Al_2O_3 的趋势，但是它与第Ⅰ组的趋势没有多大差异。这些图解也表明，玄武岩大多数符合第Ⅰ组趋势，而少部分符合于第Ⅱ组趋势。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

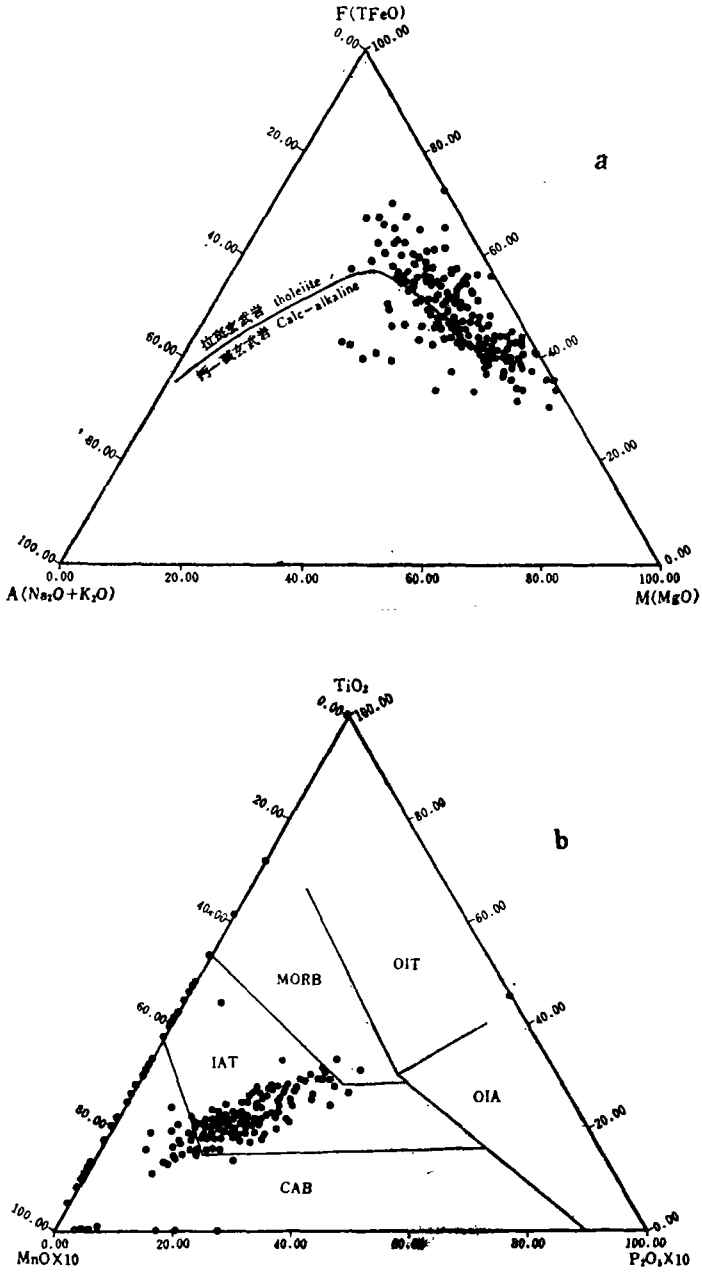


图 2 AFM图解(a)和 TiO_2–MnO–P_2O_5 三角图解(b)，投点均为伴生玄武岩，据Mullen, 1983)

Fig. 2 AFM diagram (a) and TiO_2–MnO–P_2O_5 discrimination diagram (b) for basalts (the discrimination diagram from Mullen, 1983)

OIT—洋岛拉斑玄武岩；OIA—洋岛钙碱玄武岩；MORB—洋中脊玄武岩；IAT—岛弧拉斑玄武岩；CAB—岛弧钙碱玄武岩

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

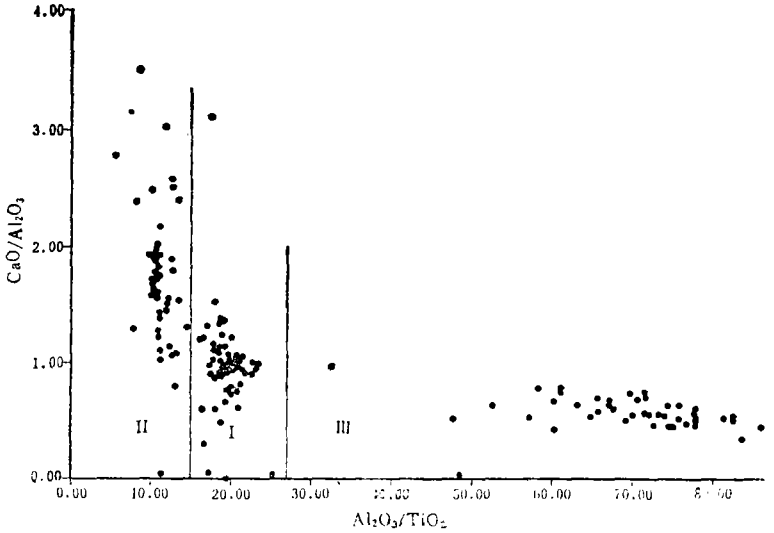


图 3　科马提岩的 Al_2O_3/TiO_2 对 CaO/Al_2O_3 图解

Fig. 3　Al_2O_3/TiO vs. CaO/Al_2O_3 diagram for komatiites

六、讨　论

地球化学表明，存在三种科马提岩，可见科马提岩熔体形成作用不同。虽然科马提岩熔体被地壳混染是非常有意义的，但用富 Ca 辉石结晶分离作用来解释 $CaO—Al_2O_3$ 的变异时，高镁熔岩和科马提岩不具有明显的分离趋势，因而最好的解释是不同源或不同岩浆作用产生了不同类型科马提岩。很明显，有一种矿物含有大量的Ca和Ti，那就是钙钛矿。但是实验证明，钙钛矿在科马提岩熔体的岩浆作用和熔化作用过程中是不重要的。大量的石榴石不仅含有Ca、Al和Mg，而且也是贫 Ti 的。石榴石可导致上述元素的富集一亏损作用，这样可以用地幔源区石榴石的分离作用来解释不同类型科马提岩的产生。

Ohtani等的实验成果是非常有意义的。最初原始地幔成分具有球粒陨石的 CaO/Al_2O_3和 Al_2O_3/TiO_2比值，当移走或添加石榴石时，将分别产生第Ⅱ组和第Ⅲ组科马提岩的那种模拟化学特征，因为石榴石是已知具有高 Al_2O_3/TiO_2 和低 CaO/Al_2O_3 比值的矿物。由此我们可以推断，第Ⅱ组科马提岩是由局部熔化作用在200km到450km 的深部发生的，是石榴石的选择性重力分离作用的结果。因为石榴石是稳定相，在深部它比科马提岩熔体的比重大。

另一方面，第Ⅲ组科马提岩可能与富石榴石残余物的熔化作用有关。它们形成于 200km 或更深的部位，它们的高MgO/TFeO 比值也支持了这一点。第Ⅰ组科马提岩仿佛来自深度小于200km的上地幔。形成第Ⅰ组科马提岩的熔体的局部熔化作用开始于 30×10^8Pa 或小于该压力的深度，因为在这种情况下橄榄石呈固相，而石榴石不呈固相，橄榄石比科马提岩熔体的比重大。由于Ca、Al和Ti的KD值非常低，所以橄榄石的分离作用不能改变原始球粒陨石的那些比值，在这种情况下的熔化作用将产生第Ⅰ组科马提岩。这种推断也得到最近实验的支持，Wei等认为亏损Al的科马提岩（第Ⅱ组）比不亏损Al的科马提岩（第Ⅰ组）熔体形成于较高的压力下（图7）。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

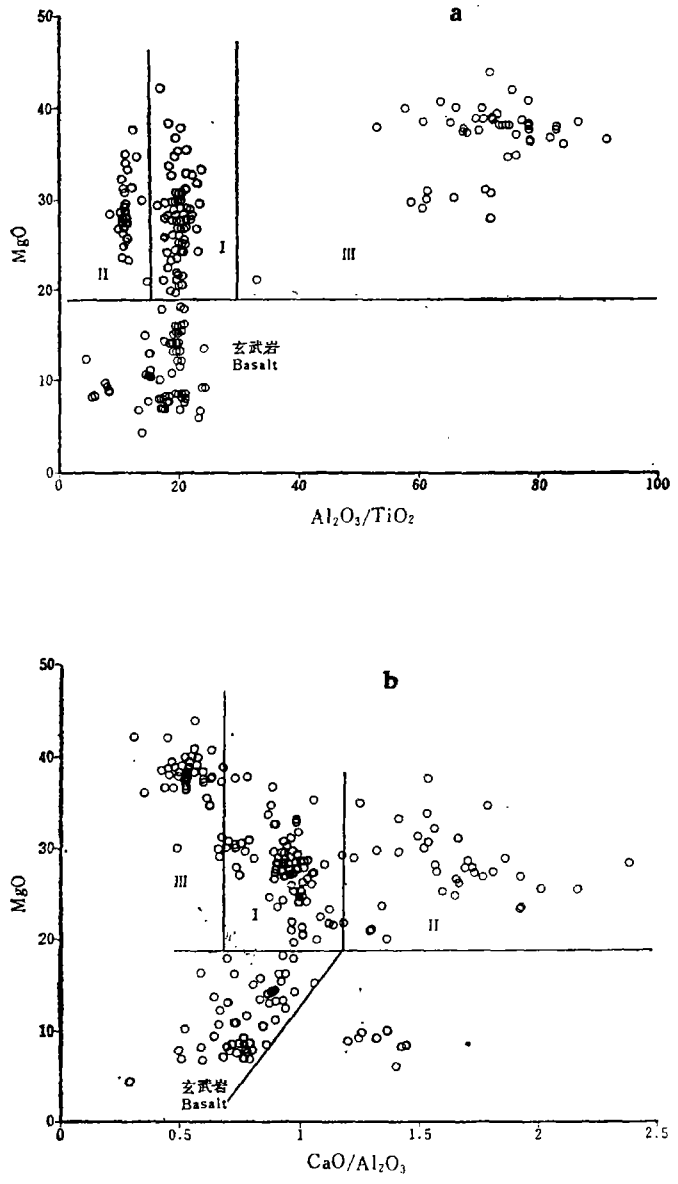
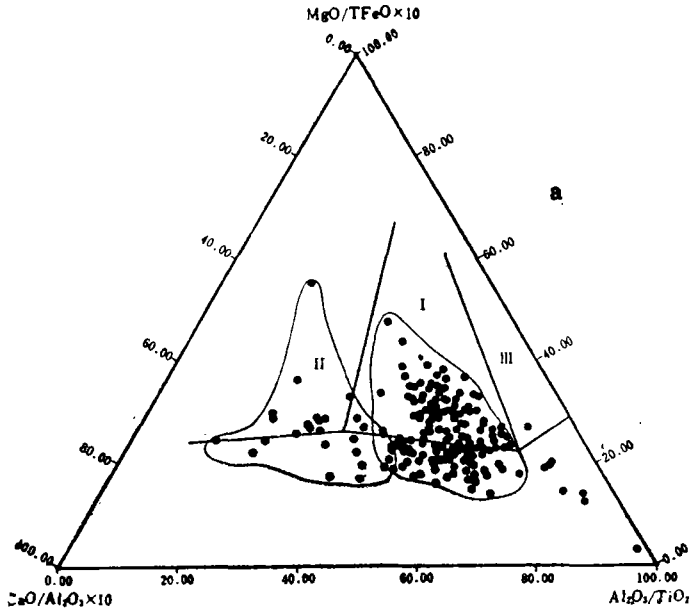


图 4 科马提岩及其伴生玄武岩的 MgO 对 Al_2O_3/TiO_2(a) MgO 对 CaO/Al_2O_3 (b) 图解

Fig. 4 MgO vs. Al_2O_3/TiO_2 (a) and CaO/Al_2O_3 (b) diagrams for the komatiites and associated basalts

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



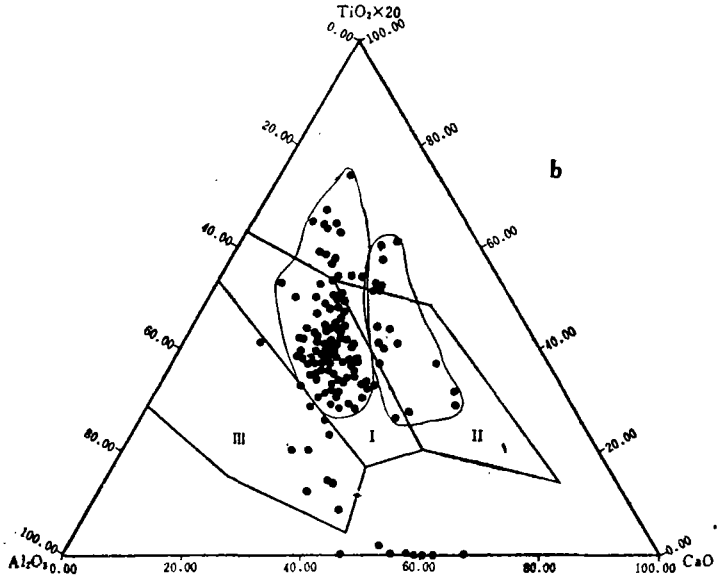


图 5　科马提岩和伴生玄武岩的 "Al_2O_3/TiO_2—$CaO/Al_2O_3\times10$—$MgO/TFeO\times10$" (a) 及 "CaO—Al_2O_3—$TiO_2\times20$" (b)图解，投点为伴生玄武岩

Fig. 5　The diagrams of "Al_2O_3/TiO_2–CaO/Al_2O_3–$MgO/TFeO\times10$" (a) and "CaO–Al_2O_3–$TiO_2\times20$" (b) for komatiites (Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ), and basalts (plots)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

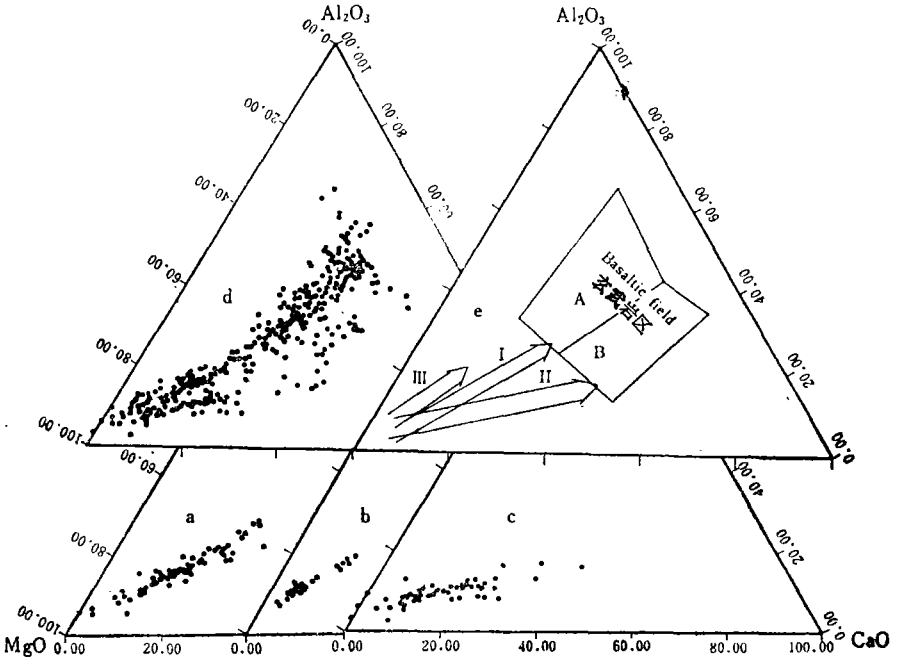


图 6 科马提岩及伴生玄武岩的 $CaO-MgO-Al_2O_3$ 图解
表示出科马提岩的三个演化趋势和玄武岩的二种类型

Fig. 6 The diagram of "$CaO-MgO-Al_2O_3$" for komatiites and associated basalts, showing three evolution trends of the komatiited and two kinds of basalts

a—第Ⅰ组；b—第Ⅲ组；c—第Ⅱ组；d—所有样品；e—一般模式

值得指出的是，第Ⅱ组和第Ⅲ组只在早太古宙发育，相反第Ⅰ组发育在晚太古宙或显生宙。一种解释是，在早太古宙时期内，平均温度高，熔化作用发生在允许石榴石分离的深度上。在晚太古宙由于温度降低，熔化作用发生在较浅部位，从而抑制了石榴石的分离作用。

早太古宙和晚太古宙科马提岩之间的差异，还可以用早太古宙地幔不均匀而晚太古宙地幔均匀化来解释。Herzberg等人认为，在地球史的早期阶段，地球熔化的可能性是存在的，并伴随石榴石的分离作用，因而地幔的大部分可能在地球成核阶段被熔化过。后来的冷却作用和结晶作用导致地幔的层状化，或许在早太古宙具有浅部分层作用，它的 Al 相对比 Ca 和 Ti 亏损，在深层位石榴石富集而Al相对比Ca和Ti富集了。在早太古宙，不同层的重新熔化作用可以产生不同的科马提岩。第Ⅰ组科马提岩表明，在晚太古宙这种层被对流混合作用破坏了，一种均匀地幔的重新熔化将形成球粒陨石科马提岩（第Ⅰ组）。

不同年龄的科马提岩的地球化学差异反映出上地幔的变化。一般说科马提岩的形成深度从元古代可能逐渐变浅，而且上地幔的局部熔化程度变小。但 Betts Cove 的科马提岩之所以亏损 TiO_2 的原因现在还不清楚。有根据认为，与科马提岩伴生的的玄武岩的二个类型反映出上地幔低程度的局部熔融，它们产生于相同构造环境，但属不同阶段的产物。

感谢 L·C·Coleman 和 R·Kerrich 二位教授的支持和对该文提出的有益意见。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

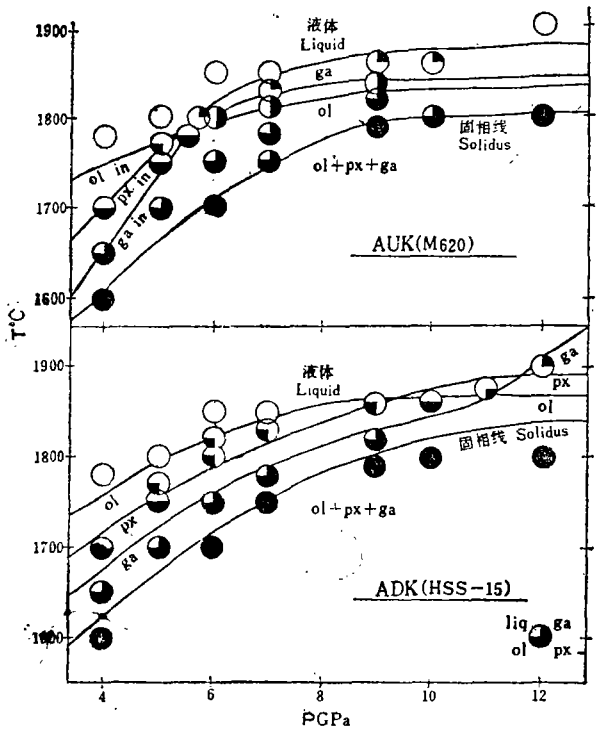


图 7　不亏损Al(AUK)和亏损Al(ADK)科马提岩的相图，曲线指出橄榄石 (ol)、单斜辉石(px)、石榴石(ga)相在随温度增加而消失和熔体分馏

Fig. 7　Phase diagrams of the Al-undepleted (Group) and Al-depleted (Group) komatiites, the curved lines indicate the disappearance of the phase olivine (ol), clinopyroxene (px) and garnet (ga) with increasing temperature and melt fractionation

参 考 文 献

〔1〕 Nesbitt, R. W. and Sun, S., 1979, Komatiites: Geochemistry and geonesis, Canadian Mineral, 17,165—186.

〔2〕 Ohtani, E., Kawabe I., Moriyam J., Nagta Y., 1989, Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite, Contrib. Mineral. and petrol., 263—269.

〔3〕 Cameron, W. E., and Nisbet, E. G., 1982, Phanerozoic analogues of komatiitic basalts, In: Komatiites (eds, Arndt, N. T. and Nisbet, E. G.).

〔4〕 Aitken, B. G., Echeverria, L. M., 1984, Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia, Contrib. Mineral. Petrol. 86,94—105.

〔5〕 Herzberg, C. T., Ohtani, E., 1988, Origin of komatiite at high pressures, Earth Planet Sci. Lett. 88,321—329.

〔6〕 Green, D. H., 1975, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics, Geology 3,15—18.

〔7〕 Wei, K., Tronnes, R. G. and Scarfe, C. M., 1990, Phase relations of aluminum undepleted and aluminum depleted komatiites at pressures of 4 to 12 GPa, in press.

〔8〕 Thurston, P. C., and Chivers K. M., 1990, secular variation in greenstone sequance deve-

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

lopment emphasizing Superior province, Canada, Precam. Res. 46,21—58.

〔9〕 Arndt, N. T., Nisbet, E. G., 1982, What is a komatiite in Komatiites (edit. by Arndt N. T. and Nisbet E. G.), 19—26.

Discriminations from Petrochemistry for Various Komatiites and Associated Basalts

Zhou Meifu

(Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan Saskatoon, Canada)

Bai Wenji Hu Xufeng

(Institute of Geology, CAGS, Beijing)

Key words: komatiite; basalt; petrochemisty

Abstract

Some of the most remarkable rocks, especially in texture and genesis, are undoubtedly the komatiites, which together with komatiitics basalts and/or tholeiites constitute the komatiitic suites. However, there are differences in geochemistry between komatiites from different areas and/or ages, providing a direct evidence of the physical and chemical changes of the mantle. Nesbitt and Sun (1979) recognized two kinds of komatiites: aluminum-undepleted komatiites (Group Ⅰ) and aluminum-depleted komatiites (Group Ⅱ), discriminated by the diagrams of Al_2O_3 vs. TiO_2 and CaO vs. Al_2O_3. The typical examples are from Abitibi, Canada and Barberton, South Africa, respectively. Recently, Ohtani et al. (1989) identified a new kind of komatiites: alumium-enriched komatiites (Group Ⅲ). The author documents that the Group Ⅲ komatiites not only exist, but also have high Al_2O_3/TiO_2 ratios caused by depletion of Ti instead of enrichment of aluminum.

Although most of komatiites or komatiitic suites are of Archean ages and occur in greenstone belts, some also occur in Phanerozoic ophiolitic suites, such as the Cape Smith belt (Early Proterozoic), Canada; Betts Cove (Ordovician), Newfoundland, Canada; Othris Mountains (Triassic), Greece and Gorgona Island (Tertiary), Columbia. So far, the relationships between the various kinds of komatiites, komatiitic basalts and tholeiites and their evolution throughout the geological time are not well-known, although that might be a key problem in the understanding of Archean and Phanerozoic crust-mantle evolution. This paper attempts to discuss these problems on the basis of the petrochemistry of over 500 samples selected from a database established by the author.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net