

钇(Y)在铁钛氧化物中的地球化学行为

——以峨眉山大火成岩省为例

董书云,张招崇

中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京,100083

内容提要: 钛铁矿和钛磁铁矿是火成岩中最常见的副矿物,查明钇(Y)及 Ti/Y 值与铁钛氧化物的分离结晶/堆积作用的关系对于利用微量元素来探讨岩石成因具有重要的科学意义。峨眉山大火成岩省中的溢流玄武岩及与其具有成因联系的层状岩体均有不同含量的钛磁铁矿或钛铁矿,本文通过对其 TiO_2 含量与 FeO^* (FeO^* 为全铁含量, $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$)、Y 与 Ti/Y 的相关性研究,发现与前人的实验成果并不完全一致,在 TiO_2 含量较低时 ($\text{TiO}_2 < 7\%$),Y 在铁钛氧化物中具有一定的相容性,而在大量铁钛氧化物存在时 ($\text{TiO}_2 > 7\%$),则表现为不相容性。但是岩石中存在一定量的铁钛氧化物时,其 Ti/Y 值则随 TiO_2 含量的增高而增高,所以该比值不能反映源区的特征。在铁钛氧化物含量较低或基本不含时,Ti/Y 值则与 TiO_2 的含量无关,可能对源区具有指示意义。

关键词: 钇;铁钛氧化物;分配系数;峨眉山大火成岩省;分离结晶/堆积;源区

铁钛氧化物是岩石中常见的副矿物,地球上最常见的铁钛氧化物是钛铁矿和钛磁铁矿,而在月球上则以镁铁固溶体组成的钛氧化物 $[(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Ti}_2\text{O}_5]$ 为主(Haggerty, 1973),但是此类矿物在地球上极为罕见(Contini et al., 1993; Hayob and Essene, 1995)。大量的研究表明,钛铁矿和钛磁铁矿组成了连续的固溶体系列,并且是温度、压力和氧逸度的函数(Buddington and Lindsley, 1964; Readman et al., 1967; Readman, 1978; O'Neill et al., 1988; Frost and Lindsley, 1992; Toplis and Carroll, 1995; Inoue et al., 1996; Ghiorso, 1997; O'Neill, 1998; Feenstra and Engi, 1998; Pownceby and Fisher-White, 1999; Zhao et al., 1999; Lattard et al., 2005),特别是与温度和氧逸度有着密切的联系,所以该固溶体系列常被作为温度-氧逸度计(Buddington and Lindsley, 1964; Ghiorso and Sack, 1991; Sack and Ghiorso, 1991; Zhao et al., 1999; Harlov, 2000; Ishihara, 2004)。然而,有关微量元素在铁钛氧化物-熔体的分配系数数据目前还较少(Nakamura et al., 1986; Green and Pearson, 1987; Piccoli et al., 2000),已经发表的一些分配系数甚至是矛盾的,如 Nielson

和 Beard (2000)根据实验得出高场强元素(HFSE)在钛磁铁矿中由不相容-相容。其相容程度与其中的钛含量呈正相关关系,但 Klemme 等(2006)则认为 HFSE 在钛磁铁矿中是相容的,但稀土以及 Y、Sr、Th 和 U 等则是高度不相容的。

过去的研究表明,峨眉山大火成岩省中的溢流玄武岩含有不同程度的钛磁铁矿,其 TiO_2 含量变化范围很宽,多在 1%—5% 之间(张招崇等, 2001)。另外,与溢流玄武岩具有成因联系的层状岩体也含有不同程度堆积的钛铁矿和钛磁铁矿,这就为我们检查微量元素在铁钛氧化物中地球化学行为提供了极好的机会。为了缩小目标,本文仅针对钇(Y)及 Ti/Y 值与铁钛氧化物的分离结晶或堆积作用的关系进行讨论,这对于利用微量元素来探讨岩石成因具有重要的科学意义。

1 Y 和 Ti/Y 在玄武岩和层状岩体中的变化

为了对比,本文分别选择玄武岩和层状岩体进行研究,其原因是玄武岩是含有 10% 以下的铁钛氧化物,而层状岩体则有明显大量的铁钛氧化物的堆积,并且无论是玄武岩还是层状岩体中不同的岩石

注:本文为教育部新世纪人才支持计划(编号 NCET-04-0728)的成果。

收稿日期:2008-09-06;改回日期:2009-01-12;责任编辑:章雨旭。

作者简介:董书云,女,1984年生。硕士研究生。矿物学岩石学矿床学专业。通讯作者:张招崇,男,1965年生。教授,博士生导师。长期从事火成岩岩石学、地球化学和金属矿床的教学与研究。Email: zczhang@cugb.edu.cn。

类型除了钛铁矿(47.0%~53.6%)和钛磁铁矿(5.0%~18.6%)矿含有大量的钛以外,其他矿物只有单斜辉石中含有少量的 TiO_2 (0.5~2.0%, Zhang et al., 2006),而诸如橄榄石、斜方辉石、斜长石等均基本上不含 TiO_2 。因此,铁钛氧化物对全岩钛的贡献是主要的(这一点也从 TiO_2 与全 FeO 含量的正相关关系得到证实,见后),尽管单斜辉石对于钛的贡献无法排除。因此为了更好地检验铁钛氧化物的分离结晶/堆积作用对微量元素的影响,我们在此分别选择含有不同程度的铁钛氧化物以及基本不含铁钛氧化物的熔岩和层状岩体进行对比分析。对于熔岩,分别选择岩相学清楚以及有大量地球化学数据的宾川、永胜剖面以及丽江大具剖面,前者含有不同程度的铁钛氧化物(2%~10%, Xu et al., 2001; Zhang 和 Wang, 2002),后者的铁钛氧化物一般在2%以下(Zhang et al., 2006)。对于层状岩体,选择有大量铁钛氧化物堆积的攀枝花岩体(有著名的钒钛磁铁矿床)以及基本不含铁钛氧化物的力马河岩体(含铜镍硫化物矿床)。有关剖面以及两个层状岩体的地质特征,前人已进行了详细的描述,分别见 Xu 等(2001)和张招崇等(2001)、Zhang 等(2006)、Zhou 等(2005)和艾羽等(2006)、Li 等(2008),在此不再重复,只讨论相关的研究成果。

宾川和永胜剖面火山岩:由图 1a 可以看出, TiO_2 与 FeO^* (FeO^* 为全铁含量, $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$) 具有明显的正相关关系,说明钛主要是以铁钛氧化物的形式存在(钛铁矿或钛磁铁矿);图 1b 表明, TiO_2 与 Y 也具有明显的正相关关系,表明 Y 有可能赋存于铁钛氧化物中。但是 Ti/Y 值也随着 TiO_2 的含量变化而变化,即随着 TiO_2 的增加而升高。

丽江大具剖面火山岩:由图 2 可以看出, FeO^* 以及 Ti/Y 与 TiO_2 没有相关性,而 TiO_2 与 Y 则呈明显的正相关。 FeO^* 与 TiO_2 缺乏相关性,表明钛主要不是以钛铁矿和磁铁矿的形式存在,这与显微镜下观察到的现象一致(没有大量的不透明矿物)。

攀枝花岩体:由图 3a 可以看出, TiO_2 与 FeO^* 具有很好的线性关系,表明 Ti 赋存在钛铁矿和钛磁铁矿中。但是 Ti 与 Y 的关系较为复杂,基本上可以分为两种趋势,一是在 $Y > \times 10^{-6}$ 时, TiO_2 与 Y 呈粗略的正相关,这一点与宾川和永胜剖面的特点相似。另一种趋势是 $Y < 10 \times 10^{-6}$ 的情况, Y 先是随 TiO_2 的含量增加缓慢增加,在 TiO_2 含量达到 7% 左右后,则缓慢下降(图 3b)。 $\lg(\text{Ti}/\text{Y})$ 与 TiO_2 的

关系也呈正相关(图 3c)。

力马河岩体:与峨眉山玄武岩和攀枝花岩体不同,力马河岩体的 TiO_2 表现出与 FeO^* 的负相关关系,说明该岩体基本不含铁钛氧化物,这与岩相学的观察一致,这种负的相关性说明了橄榄石与单斜辉石的分离结晶作用。与峨眉山玄武岩一样, TiO_2 与

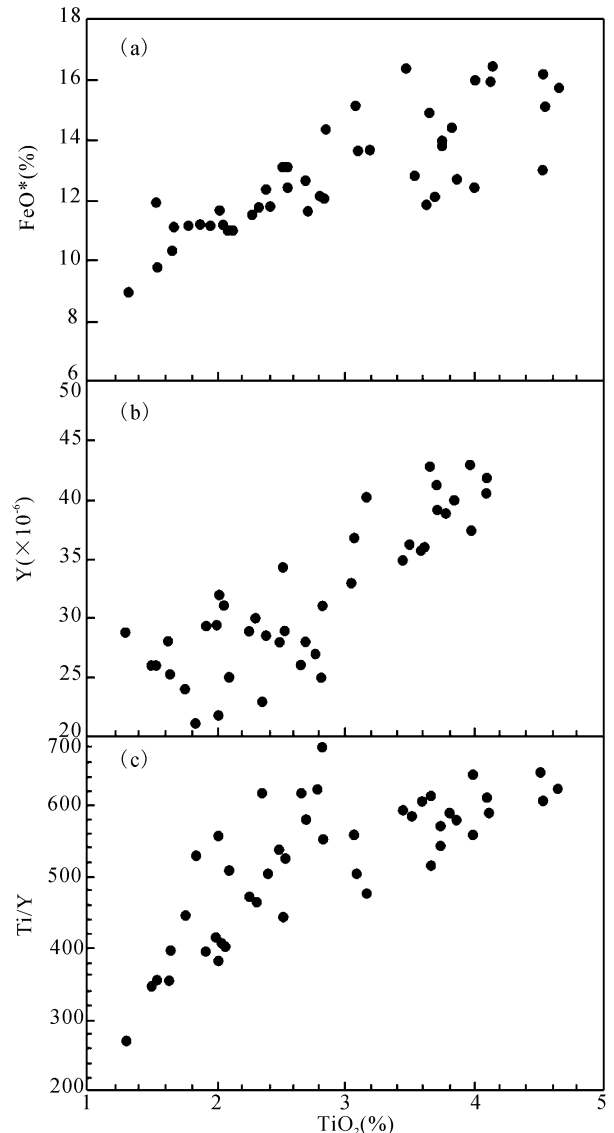


图 1 宾川和永胜剖面火山岩的 TiO_2 对 FeO^* 、Y 和 Ti/Y 图解

Fig. 1 Diagrams of TiO_2 versus total FeO^* , Y and Ti/Y of the volcanic rocks from the Binchuan and Yongsheng sections

数据来自 Xu 等(2001)和 Zhang and Wang (2002)。

FeO^* 为全铁含量, $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$

Data source: Xu 等(2001), Zhang and Wang (2002).

$\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$

Y 也基本上呈正相关关系, 但是 Ti/Y 值则与 TiO_2 基本上不存在相关性。

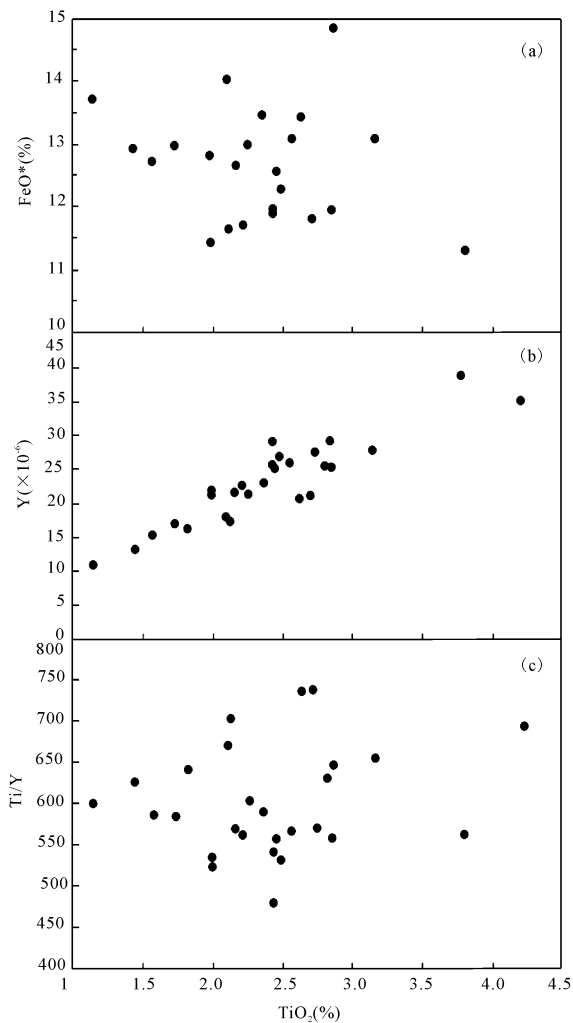


图 2 丽江大具剖面火山岩的 TiO_2 对全铁、Y 和 Ti/Y 图解

Fig. 2 Diagrams of TiO_2 versus total FeO, Y and Ti/Y of the volcanic rocks from the Daju section, Lijiang city

数据来自 Zhang 等 (2006)

Data source: Zhang et al. (2006)

2 讨论和应用

显微镜观察表明, 宾川和永胜剖面的火山岩和攀枝花岩体含有不同程度的铁钛氧化物, 这一点由 TiO_2 与 FeO^* 的正相关得到进一步证实(图 1a 和图 3a)。它们共同的特点是, Ti/Y 值均随 TiO_2 的含量升高而增加, 尤其是对于含大量铁钛氧化物的攀枝花岩体而言, Ti/Y 值则随 TiO_2 的增加而呈几何级数增加(图 3c)。而 Y 与 TiO_2 的关系表现为: 在

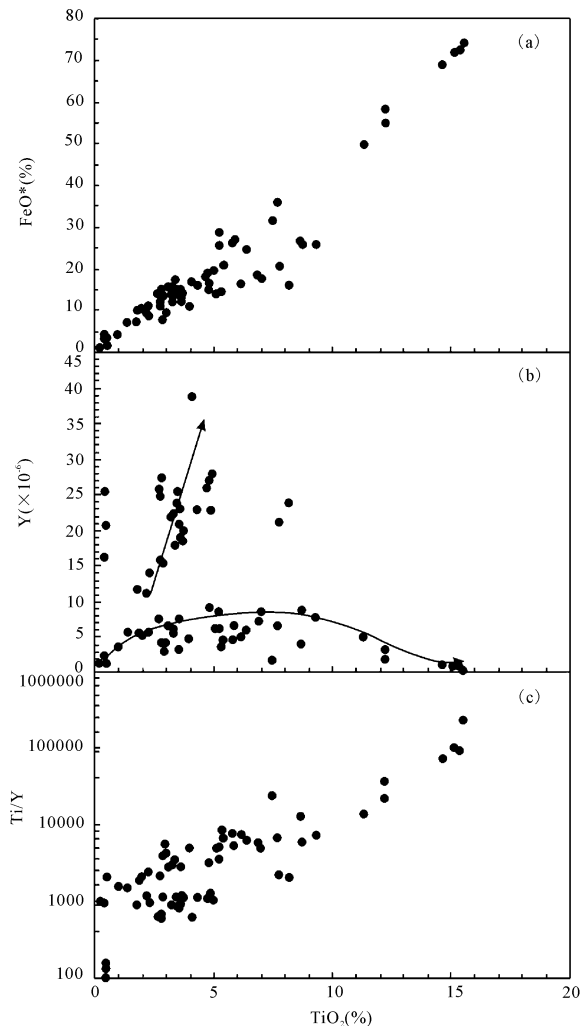


图 3 攀枝花层状辉长岩的 TiO_2 对全铁、Y 和 Ti/Y 图解

Fig. 3 Diagrams of TiO_2 versus total FeO, Y and Ti/Y of the gabbros from the Panzhihua layered intrusion

数据来自 Zhou 等 (2005) 和艾羽等 (2006)

Data source: Zhou et al. (2005) and Ai et al. (2006)

TiO_2 较低时(大致 $<7\%$), 则具有正相关关系, 表明 Y 可以赋存在铁钛氧化物中, 即具有相容元素的特征, 这一点与 Nielson 和 Beard (2000) 的实验结果一致。但是对于攀枝花岩体而言, 在 TiO_2 含量较高时 ($>7\%$) 时, TiO_2 与 Y 呈负相关, 说明在大量铁钛氧化物存在时, Y 表现为不相容元素的特点, 它可能并不再赋存在铁钛氧化物中。

对于基本不含或含少量铁钛氧化物的丽江大具剖面玄武岩以及力马河岩体而言, TiO_2 与 Ti/Y 表现为没有明显的相关性, 但是仍表现为 TiO_2 与 Y 的正相关关系。对于这种正相关的原因, 目前尚不

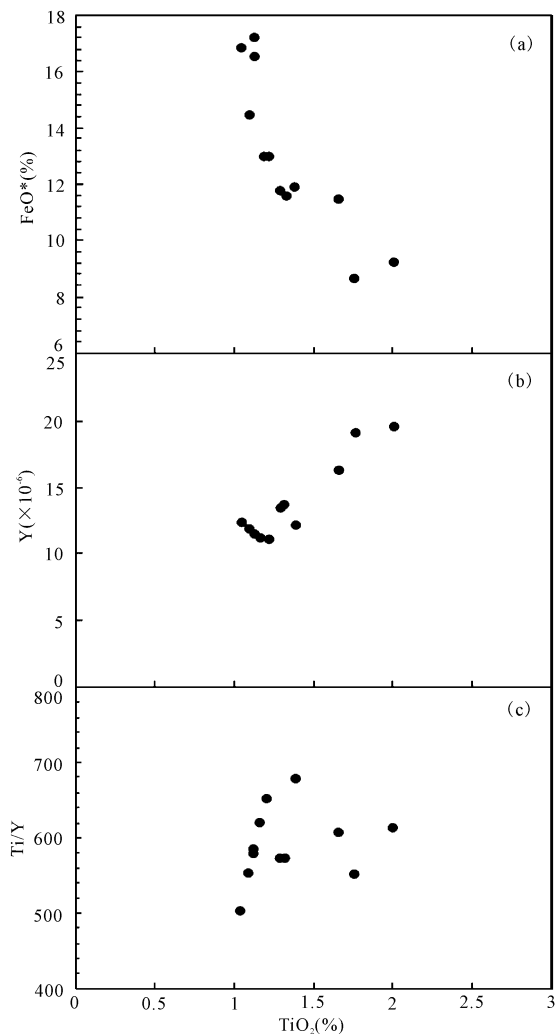


图4 力马河超镁铁质岩体的 TiO_2 对全铁、Y 和 Ti/Y 图解

Fig. 4 Diagrams of TiO_2 versus total FeO, Y and Ti/Y of the gabbros from the Limahe ultramafic intrusion

数据来自 Li 等 (2008)

Data source: Li et al. (2008)

清楚。然而, Ti/Y 值不随 TiO_2 含量变化而变化可能也说明了 Ti/Y 值代表了源区的特征(包括可能的地壳物质的混染), 而不是铁钛氧化物分离结晶或堆积作用的结果。

综上所述, 铁钛氧化物对 Ti/Y 值具有重要的控制作用, 即随着岩浆铁钛氧化物的堆积, 其 Ti/Y 值会随之增加; 相反, 随着铁钛氧化物的分离结晶作用, 残留岩浆的 Ti/Y 值将会降低。这一结论对于探讨峨眉山玄武岩和层状岩体的成因至关重要。

Xu 等 (2001) 以 Ti/Y 值 500 为界线, 将宾川和

永胜剖面的玄武岩划分为两大类, 即高钛玄武岩和低钛玄武岩, 并且认为低钛玄武岩是地幔柱在浅部 (<60 km) 高程度部分熔融 (16%) 形成的, 而高钛玄武岩则是地幔柱在相对深部低部分熔融形成的; Xu 等 (2007) 通过 Re-Os 同位素研究得出, 低钛玄武岩主要来自地幔柱, 而高钛玄武岩则主要来自大陆岩石圈地幔或者是地幔柱熔体被大量岩石圈地幔所混染。但是李杰等 (2008) 通过对木里地区苦橄岩的 Re-Os 同位素研究则得出了相反的结论: 高 Ti/Y 型苦橄岩直接来源于一个地幔柱源区; 低 Ti/Y 型苦橄岩则可能主要来自于大陆岩石圈地幔。郝艳丽等 (2005) 认为低钛玄武岩和高钛玄武岩是连续过渡的, 它们是同一母岩浆分离结晶作用演化的产物, 并在演化过程中可能伴随有地壳物质的混染作用。因此, 目前对于高钛和低钛玄武岩的成因还存在着争论, 主要的原因就是因为如前所述的, Ti/Y 值的变化不是源区的反映, 而是铁钛氧化物堆积作用的结果, 即有大量铁钛氧化物存在的条件下, 其 Ti/Y 值高, 而铁钛氧化物含量低时, 其 Ti/Y 值也低。

对于峨眉山大火成岩省中的层状岩体和溢流玄武岩的关系, 有些学者认为, 含钒钛磁铁矿的岩体 (攀枝花岩体) 与高钛玄武岩有关, 而含铜镍硫化物矿床的岩体 (如力马河) 则与低钛玄武岩有关 (如 Zhou et al., 2008)。但是 Tao 等 (2008) 则根据 Ti/Y 值认为, 含铜镍硫化物矿床的力马河岩体的 Ti/Y 值均大于 500, 因而认为该岩体与高钛玄武岩有关。前已述及, 由于所谓的高钛和低钛玄武岩与源区无关, 所以对于层状岩体是否与某类特殊的溢流玄武岩有关尚待进一步查证。至于攀枝花岩体高的 Ti/Y 值显然是由铁钛氧化物堆积的结果, 也同样无法与高钛玄武岩 (高钛玄武岩钛高的原因也是由于钛磁铁矿堆积的结果) 相联系。

3 结语

通过对峨眉山玄武岩和层状岩体的 TiO_2 含量与 FeO^* 、Y 和 Ti/Y 的相关性研究表明, Y 在铁钛氧化物的地球化学行为较为复杂, 与前人的实验成果并不完全一致。总体上表现为, 在 TiO_2 含量较低时 ($\text{TiO}_2 < \sim 7\%$), Y 在铁钛氧化物中具有相容元素的特点, 而在大量铁钛氧化物存在时 ($\text{TiO}_2 > \sim 7\%$), 则表现为不相容元素。但是岩石中存在一定量的铁钛氧化物时, 其 Ti/Y 值则随 TiO_2 含量的增高而增高, 所以该比值不能反映源区的特征。然而, 在铁钛氧化物含量较低或基本不含时, Ti/Y 值则与

TiO₂的含量无关,可能对源区有指示意义。因此,如果要利用 Ti/Y 值对玄武岩进行划分或用作指示源区时,必须谨慎,至少要在显微镜下检查岩石是否存在铁钛氧化物。

致谢: 通讯作者张招崇曾与李楚思教授就有关磁铁矿的 Ti/Y 值问题进行过有益的探讨,在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献 / References

艾羽, 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 赵莉, 杨铁铮. 2006. 攀枝花层状辉长质岩体的微量元素和 Sr—Nd—Pb—O 同位素系统: 对地幔源区和矿床成因的约束. 地质学报, 80(7): 995~1004.

郝艳丽, 张招崇, 王福生, Mahoney J J. 2004. 峨眉山大火成岩省高钛和低钛玄武岩成因探讨. 地质评论, 50: 587~592.

李杰, 许继峰, 何斌, 徐义刚, 董彦辉. 2008. 藏东南木里地区二叠纪苦橄岩的 Sr—Nd—Os 同位素地球化学研究. 岩石学报, 24(2): 337~347.

张招崇, 王福生, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究过程中一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.

Buddington A F, Lindsley D H. 1964. Iron - titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5: 310~357.

Contini S, Venturelli G, Toscani L, Capedri S, Barbieri M. 1993. Cr - Zr - armalcolite-bearing lamproites of Cancarix, SE Spain. *Mineral. Mag.*, 57: 203~216.

Feenstra A, Engi M. 1998. An experimental study of the Fe Mn exchange between garnet and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131: 379~392.

Frost B R, Lindsley D H. 1992. Equilibria among Fe Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. 2. Application. *Am. Mineral.*, 77: 1004~1020.

Ghiorso M S. 1997. Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the Fe Ti cubic and rhombohedral oxide minerals and the Fe Ti oxide geothermometer. *Phys. Chem. Miner.*, 25: 28~38.

Ghiorso M S, Sack R O. 1991. Fe - Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108: 485~510.

Green T H, Pearson N J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 55~62.

Haggerty S E. 1973. Apollo 17-armalcolite paragenesis and subsolidus reduction of chromian-ulvospinel and chromianpicromelinite. *Trans. Am. Geophys. Union*, 54: 593~594.

Harlov D E. 2000. Titaniferous magnetite ilmenite thermometry and titaniferous magnetite ilmenite orthopyroxene quartz oxygen barometry in granulite facies gneisses, Bamble Sector, SE Norway: implications for the role of high-grade CO₂-rich fluids during granulite genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139: 180~197.

Hayob J L, Essene E J. 1995. Armalcolite in Crustal Paragneiss Xenoliths, Central Mexico. *Am. Mineral.*, 80: 810~822.

Inoue O, Itoh S, Azakami T. 1996. Phase relations and equilibrium oxygen partial pressures in the iron titanium oxygen system at 1373 K. *J. Jpn. Inst. Met.*, 60: 834~840.

Ishihara S. 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite ilmenite series 30 years later. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 95: 23~33.

Klemme S, Gänther D, Hametner K, Prowatke S, Zack T. 2006. 文章题目. *Chem. Geol.*, 234: 251~263.

Lattard D, Sauerzapf U, Käsemann, M. 2005. New calibration data for the Fe Ti oxide thermo-oxybarometers from experiments in the Fe—Ti—O system at 1 bar, 1000~1300°C and a large range of oxygen fugacities. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149: 735~754.

Li Ying, Zhang Zhaochong, Ai Yu, Zhao Li, Yang Tiezheng. 2008. Geochemistry of the Limahe intrusion in the Panxi district, SW China: Discussion on the relationship to Emeishan basalts. *Acta Geologica Sinica*, 81: 105~116.

Nakamura Y, Fujimaki K, Nakamura N, Tatsumoto M. 1986. Hf, Zr, and REE partition coefficients between ilmenite and liquid; their inferences to lunar mare basalt petrogenesis. *J. Geophys. Res.*, 91: D239~D250.

Nielsen R L, Beard J S. 2000. 文章题目???. *Chem. Geol.*, 164: 21~34.

O'Neill H StC. 1998. Partitioning of Fe and Mn between ilmenite and olivine at 1100 degrees C: constraints on the thermodynamic mixing properties of (Fe, Mn) TiO₃ ilmenite solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133: 284~296.

O'Neill H StC, Pownceby M I, Wall V J. 1988. Ilmenite rutile iron and ulvospinel ilmenite iron equilibria and the thermochemistry of ilmenite (FeTiO₃) and ulvospinel (Fe₂TiO₄). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2065~2072.

Piccoli P, Candela P, Rivers M. 2000. Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite—a small-scale recorder of large-scale processes. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 91: 257~267.

Pownceby M I, Fisher-White M J. 1999. Phase equilibria in the systems Fe₂O₃—MgO—TiO₂ and FeO—MgO—TiO₂ between 1173 and 1473 K, and Fe²⁺—Mg mixing properties of ilmenite, ferrous pseudobrookite and ulvospinel solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135: 198~211.

Readman P W, O'Reilly W, Banerjee S K. 1967. An explanation of magnetic properties of Fe₂TiO₄. *Phys. Lett.*, A 25: 446~448.

Readman R W. 1978. Magnetic-properties of ulvospinel. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 16: 196~199.

Sack R O, Ghiorso M S. 1991. An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe—Mg—titanomagnetite—aluminates spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 474~505.

Tao Y, Li C, Song X, Ripley E M. 2009. Mineralogical, petrological and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and the associated Ni—Cu sulfide ores, SW China. *Miner. Deposita* (in press).

Toplis M J, Carroll M R. 1995. An experimental—study of the influence of oxygen fugacity on Fe—Ti oxide stability, phase relations, and mineral melt equilibria in ferro-basaltic systems. *J. Petrol.*, 36: 1137~1170.

Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, Mei H J, Li J. 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood

- basalts: Insights into the source of a large igneous province. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 2104~2119.
- Xu Y, Chung S, Jahn B, Wu G. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian Triassic Emeishan flood basalts in southern China. *Lithos*, 58: 145~168.
- Zhang Zhaochong, Mahoney J J, Mao J W, Wang F S. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. *J. Petrol.*, 47: 1997~2019.
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2002. Geochemistry of the two types of basalts of the Emeishan Basaltic Province: evidences for mantle plume—lithosphere interaction. *Acta Geologica Sinica(English edition)*, 76 (2): 138~147.
- Zhao D G, Essene E J, Zhang Y X. 1999. An oxygen barometer for rutile ilmenite assemblages: oxidation state of metasomatic agents in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166: 127~137.
- Zhou Meifu, Arndt N T, Malpas J, Wang C Y, Kennedy A K. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103: 352~368.
- Zhou Meifu, Robinson P T, Leshner C M, Keays R R, Zhang C J, Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated V—Ti—Fe oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *J. Petrol.*, 46: 2253~2280.

Geochemical Behavior of Yttrium in Fe—Ti Oxides —An Example Inferred from the Emeishan Large Igneous Province

DONG Shuyun, ZHANG Zhaochong

State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources; China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract: Ilmenite and titanomagnetite are the most common accessory minerals in igneous rocks. Understanding the relationship between yttrium, Ti/Y and fractional crystallization/accumulation of Fe—Ti oxides will help to discuss the petrogenesis by using trace elements. The various amount of titanomagnetite or ilmenite is generally hosted in the flood basalts and the genetically related layered intrusions within the Emeishan large igneous province (ELIP). In this paper, the investigation on the correlation of TiO₂ contents with FeO*, Y and Ti/Y for the ELIP has shown that our conclusion is not completely consistent with the previous experimental work. yttrium appears to be of compatible element in Fe—Ti oxides at TiO₂ < ~7%, but of incompatible elements at TiO₂ > ~7%. However, Ti/Y ratios increase with increasing TiO₂ if there are some Fe—Ti oxides in the rocks, and therefore they cannot be considered as an indicator of the source. In contrast, Ti/Y ratios might be the indicator of the source if there are little or no Fe—Ti oxides, or absence of the correlation between Ti/Y ratios and TiO₂ contents.

Key words: yttrium; Fe—Ti oxides; partition coefficient; Emeishan large igneous province; fractional crystallization/accumulation; source