卷(Volume) 33 期(Number) 3 总(SUM) 122
页(Pages) 432~447, 2009 8(August, 2009)

大地构造与成矿学
Geotectonica et Metallogenia

中国不同时代 O 型埃达克岩的特征及其意义

张旗[1], 金惟俊[1], 熊小林[2], 李承东[3], 王元龙[1]
(1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 3. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170)

摘 要: 中国出露从太古代–中生代各个时期的 O 型埃达克岩。中国太古代 TTG 大多类似喜马拉雅型花岗岩的特征, 少数是埃达克岩, 主要是加厚下地壳熔融形成的。中国新元古代埃达克岩大多分布于扬子板块的西缘和北缘, 古生代埃达克岩主要分布于中亚造山带和秦祁昆造山带。中亚造山带早古生代和部分晚古生代的 O 型埃达克岩可能产于板块消减带环境, 晚古生代晚期的 O 型埃达克岩可能与碰撞有关。冈底斯晚白垩世的 O 型埃达克岩可能产于活动陆缘环境。O 型埃达克岩最重要的意义在于其与金铜成矿作用的密切关系。埃达克岩很难判断其形成的构造环境, 即使是 O 型埃达克岩。O 型埃达克岩贫钾, 说明它来源于贫钾的玄武质源岩, 可以产于板块消减带, 也可来自下地壳底部; 但是, 那些富 $Mg^{\#}$且 $Mg^{\#}$变化大的埃达克岩很可能来自板块俯冲带。

关键词: O 型埃达克岩; TTG; 地球化学; 构造环境; 成矿
中图分类号: P594 文献标识码: A 文章编号: 1001–1552(2009) 03–0432–16

O 型和 C 型埃达克岩是作者早先提出来的(张旗等, 2001), O 型埃达克岩即 Defant and Drummond (1990) 定义的埃达克岩, 而 C 型埃达克以富钾为特征。O 型和 C 型埃达克岩大体相当于王强等(2001)和朱弟成等(2002)的 I型和 II型埃达克岩, 表达的意思相当: I型和 O 型富钠, II型和 C 型富钾。随后, 本文作者又根据 Na_2O 和 K_2O 含量及其比值的不同, 将埃达克岩分为低钾、中钾、高钾和超钾质型 4类, 并以上述 4类出露最典型的地区分别将其命名为低钾的西湾型、中钾的阿留申型、高钾的华北型和超钾的可可西里型(张旗等, 2008)。其中, 西湾型和阿留申型归属 O 型埃达克岩, 华北型和可可西里型归属 C 型埃达克岩(张旗等, 2008)。西湾型埃达克岩出露稀少, 研究程度较低; 阿留申型埃达克岩出露广泛, 是本文讨论的主要对象。

中国的 O 型埃达克岩出露较广, 可从太古代、元古代、古生代直至中生代。中国时代最新的 O 型埃达克岩出露在西藏冈底斯, 是晚白垩世的(Wen et al., 2008)。O 型埃达克岩是国外最重视、研究文献最多的埃达克岩, 也是国内许多学者认可的埃达克岩。O 型埃达克岩其实是相对简单的(与 C 型埃达克岩比较), 但是, 光是与板块消减带有关的 O 型埃达克岩, 国外已经提出了许多不同的成因模式(Defant et al., 2002; Castillo, 2006), 可见其研究程度之高。实际上, O 型埃达克岩的意义是有限的, 它远不及 C 型埃达克岩, 可以引申出更多更深的地球动力学问题。埃达克岩很难判断其形成的构造环境, 即使是 O 型埃达克岩。O 型埃达克岩贫钾, 说明它来源于贫钾的玄武质源岩, 可以产于板块消减带, 也可来自下地壳底部; 但是, 那些富 $Mg^{\#}$且 $Mg^{\#}$变化大的埃达克岩很可能来自板块俯冲带。作者认为, O 型埃达克岩最重要的意义莫过于其与金铜成矿作用的关系, 因此, 研究 O 型埃达克岩, 对于寻找金铜矿产有很大的作用。

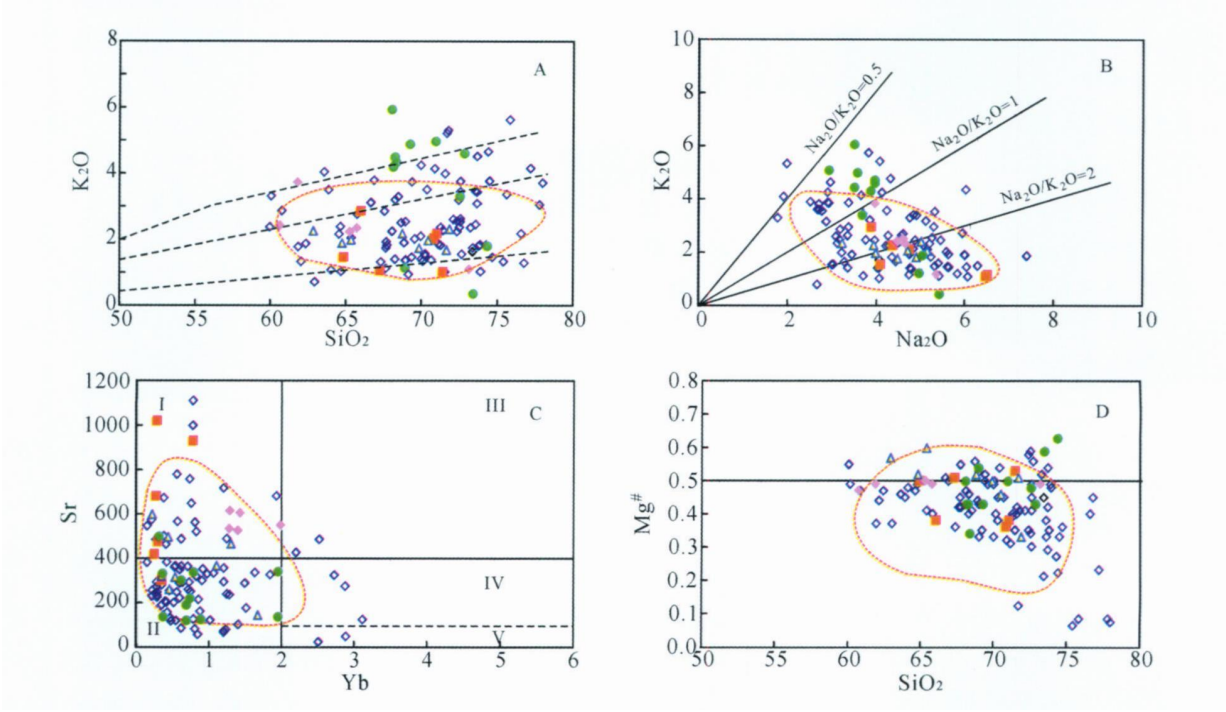
收稿日期: 2008–11–18; 改回日期: 2009–01–07
基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划(90714011)资助的项目.
第一作者简介: 张旗(1937–), 男, 研究员, 岩石学和地球化学专业. Email: zhangqi@mail.igcas.ac.cn

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

1　中国不同时代的埃达克岩

1. 1　太古代 TTG

早先认为, 太古代 TTG 都是埃达克岩 (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999), 实际上, 我们的研究表明, 太古代 TTG 并非统统是埃达克岩, 许多是以低 Sr($< 400\times10^{-6}$)低 Yb($< 2\times10^{-6}$)为特征的喜马拉雅型花岗岩, 全球和中国皆如此 (张旗等, 2008)。例如, 中国时代最早的 3. 8 Ga的 TTG 即不具有埃达克岩的特征 (万渝生等, 1999; Wan et al., 2005), 上述 TTG主要是 Sr含量偏低 (在 110×10^{-6} ~ 376×10^{-6}之间), 虽然 Yb普遍很低。因此, 富钠的 TTG 主要是埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩, 指示来自厚和较厚的地壳 (图 1和表 1)。



图例: 蓝色空心菱形 – 中国各地太古代 TTG (资料来源: 高山和张本仁, 1990; 辛兰等, 2002; Wang ZH et al., 2004; Wan et al., 2005; Liu et al., 2005; Tang et al., 2007; 田伟等, 2005; 万渝生等, 2005; 杨长秀等, 2008); 红色实心方块 – 内蒙古中部(张永清等, 2006); 黄色三角 – 阜平群 (Liu et al., 2004); 绿色实心圆 – 太华群 (周汉文等, 1998); 紫色菱形 – 太华群 (第五春荣等, 2007); 红色虚线 – 国外太古代 TTG 分布范围 (资料来源: Jahn et al., 1998; Wyman et al., 2000; Engler et al., 2002; Kampunzu et al., 2003; Manya, 2004; Whalen et al., 2004; Althoff et al., 2004; Steenfelt et al., 2005; Samsonov et al., 2005; Stevenson et al., 2006; Naqvi et al., 2006; Naqvi and Rana Prathap, 2007)。I – 埃达克岩; II – 喜马拉雅型花岗岩; III – 广西型花岗岩; IV – 浙闽型花岗岩; V – 南岭型花岗岩 (据张旗等, 2006)

图 1　太古代 TTG的 SiO_2–K_2O 图 (A)、Na_2O–K_2O 图 (B)、Sr-Yb图 (C)和 SiO_2–$Mg^{\#}$图 (D)

Fig. 1　Plots of SiO_2 versus K_2O (A), Na_2O versus K_2O (B), Sr versus Yb (C) and SiO_2 versus $Mg^{\#}$ (D) for Archean TTGs

表 1　埃达克质 TTG与喜马拉雅型 TTG的对比

Table 1　Comparison between adakitic TTG and Himalayan-type TTG

分类	埃达克质 TTG(Adakite-type TTG)	喜马拉雅型 TTG(Himalayan-type TTG)
	具埃达克岩特征的 TTG	具喜马拉雅型花岗岩特征的 TTG
地球化学特征	Sr> 400×10^{-6}, Yb< 2×10^{-6}	Sr< 400×10^{-6}, Yb< 2×10^{-6}
压力	> 1. 5GPa	< 1. 5GPa
构造环境	板块消减带或下地壳底部	同左
实例	太华群、阜平群 (部分)、色尔腾山群、崆岭群 (部分)、鞍山群 (部分)、涑水杂岩 (部分)	鞍山群 (3. 8 Ga)、胶北 (2. 7 Ga)、阜平群 (部分)、五台群、涑水杂岩 (部分)
参考文献	Liu et al., 2004; Tian et al., 2006; 第五春荣等, 2007; 万渝生等, 2005; 张永清等, 2006; 高山和张本仁, 1990	万渝生等, 1999; Wan et al., 2005; Tang et al., 2007; Liu et al., 2004, 2005; 田伟等, 2005

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

从图 1看, 中国太古代 TTG大多是钙碱性的, 部分为高钾钙碱性, 少数落入钾玄岩系列 (图 1A, 如太华群部分样品, 据周汉文等, 1998), 在图 1B中, 多数 TTG的 $Na_2O > K_2O$, 少数 $Na_2O < K_2O$, 说明: (1)文献中报道的 TTG大多是富钠的, 可能包含一部分 K含量较高的花岗岩; (2)国内外报道的部分 TTG具有高钾的特征 (如 $Na_2O < K_2O$ 或类似钾玄岩的特征), 则可能不是 TTG。应当指出的是, 本文在选择数据时, 已经舍弃了一些高钾的 TTG样品 (如山西吕梁地区的五台群和中条山涑水杂岩)。因此, 我们在命名 TTG时应更加谨慎。

在 Sr-Yb图中 (图 1C), 国内外太古代 TTG分布在埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩范围, 就中国的情况而言, 多数样品落入喜马拉雅型花岗岩范围, 少数落入埃达克岩范围 (图 1C)。如内蒙古中部的色而腾山群是埃达克岩 (张永清等, 2006), 而太华群一部分是埃达克岩 (据第五春荣等, 2007), 一部分是喜马拉雅型的 (据周汉文等, 1998)。上述情况说明: (1)中国太古代 TTG总体地壳厚度并不是很厚; (2)一个地区一个时代的样品具有不同的地球化学特征, 反映的地壳厚度也不一样, 如太华群东部宜阳地区为埃达克岩 (第五春荣等, 2007), 反映地壳较厚; 西部小秦岭地区的太华群为喜马拉雅型的 (周汉文等, 1998), 反映地壳厚度不如东部宜阳地区。

中国 TTG大多是贫镁的, $Mg^{\#}$ 大多 < 0.5, 与国外 TTG一样 (图 1D), 正是由于 TTG贫镁的这一特点, 才使人们认为 TTG主要可能是加厚下地壳熔融形成的, 但是, 也不排除部分具有高 $Mg^{\#}$ 特征的 TTG产于岛弧的可能性。如内蒙古色而腾山群是典型的 O型埃达克岩, 但是, 其 $Mg^{\#}$ 数值并不很高 (0.38~0.53, 平均 0.44, 据张永清等, 2006), 是否与板块俯冲有关还很难说。在我们收集的 TTG样品中, 唯有阜平群的 $Mg^{\#}$ 较高且变化较大 (0.33~0.57, 平均 0.50, 据 Liu et al, 2004), $Na_2O/K_2O > 2$, 有来自岛弧的可能性, 但不能肯定。

1.2 新元古代埃达克岩

新元古代是中国岩浆活动发育的一个重要时期, 大量的花岗岩分布在华南地区, 其中, 分布在扬子板块西缘和北缘 (个别在东缘) 的若干花岗岩具有埃达克岩的特征, 而扬子板块内部的新元古代花岗岩大多是浙闽型和南岭型的, 说明新元古代时期的华南处于伸展背景。埃达克岩如川西的雪隆包 (750 Ma, 据 Zhou et al, 2006b)、二里坝 (730 Ma) 和五堵门 (735 Ma, 据 Zhao and Zhou, 2008), 北秦岭的商南 (889 Ma, 裴先治等, 1996, 2003) 以及浙江的桃红和西裘花岗岩 (分别为 913 Ma和 905 Ma, 据 Ye et al, 2007)等。上述埃达克岩一个共同的特点是贫 K, 属于钙碱性系列 (图 2A), 多数样品 $Na_2O/K_2O > 2$ (图 2B), 属于 O型埃达克岩。

扬子板块西缘花岗岩和埃达克岩形成环境存在争论 (Li et al, 2006, 2008; Zhou et al, 2006a, b, 2007; Munteanu and Yao, 2007; 张沛等, 2008), Zhou et al (2006b) 认为 750 Ma的雪隆包埃达克岩是岛弧岩浆岩, 而 Li X H et al (2006) 回答 Zhou et al (2007)的质疑时指出雪隆包埃达克岩更可能是下地壳熔融的。埃达克岩 (包括 O型埃达克岩) 能否判断其形成的构造环境? 本文将在下一节予以讨论。

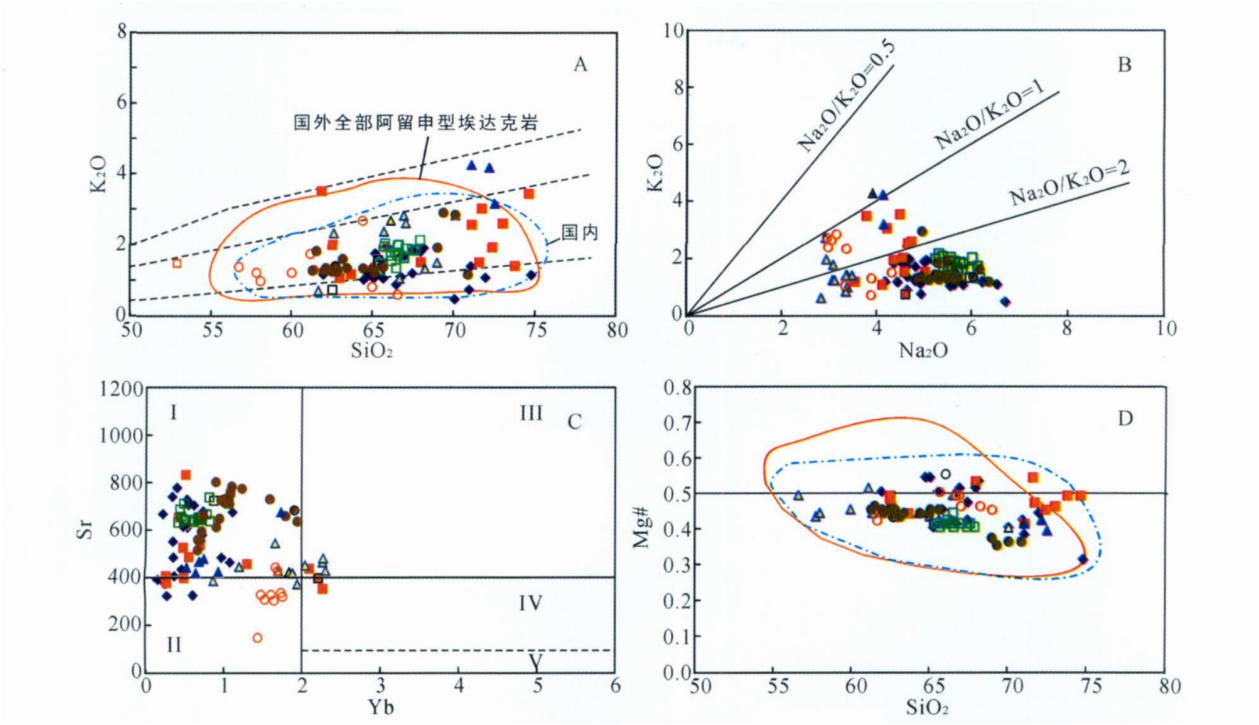
1.3 古生代埃达克岩

古生代埃达克岩分布于中亚和秦祁昆两个造山带内。

1.3.1 中亚造山带埃达克岩

中亚造山带埃达克岩主要分布在新疆和内蒙古地区, 个别在黑龙江 (多宝山), 时代从早古生代到晚古生代都有 (如熊小林等, 2001; Wang et al, 2007; Han et al, 2006; 姚红等, 2007; 刘敦一等, 2003)。赵振华等 (2006)根据埃达克岩的组合、时代及其形成环境, 将新疆北部的埃达克岩分为两类: 第一类为俯冲型埃达克岩, 形成于早、中泥盆世 – 早石炭世晚期 (> 320 Ma), 包括埃达克岩、富 Nb玄武岩、高镁安山岩; 第二类是底侵型埃达克岩, 形成于中晚二叠世 (< 280 Ma)。第一类埃达克岩主要分布在阿拉套山、科古琴 – 博罗科努山 (达巴特、果子沟、阿希)、中天山 (骆驼沟和巴仑台)、东天山土屋 – 延东、阿尔泰陆缘南富蕴 – 青河南、准噶尔西缘克拉玛依及腹地陆梁等地, 在阿尔泰陆缘南, 苦橄岩与埃达克岩、富 Nb玄武岩和高镁安山岩密切伴生 (熊小林等, 2001; 许继峰等, 2001; 张海祥等, 2003; 赵振华等, 2004; Zhao et al, 2004; Wang et al, 2007)。第二类埃达克岩分布于西天山的阿吾拉勒山和东天山的三岔口, 未发现富 Nb玄武岩和高镁安山岩组合。俯冲型埃达克岩、富 Nb玄武岩和高镁安山岩具有较高的 ε_{Nd} 和较低的 Sr同位素组成, 表明源区物质为洋壳板片, 部分为地慢楔、弧前棱柱, 产于岛弧环境。而底侵型埃达克岩源于底侵的慢源玄武质物质 (赵振华等, 2006)。张连昌等 (2006)报道的西准包古图含铜斑岩具有埃达克岩的特征 (330~320 Ma), MgO (0.46%~3.99%) 和 $Mg^{\#}$ (0.47~0.70)

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



资料来源: 蓝色菱形 – 川西雪隆包, 750 Ma(Zhou et al, 2006b); 红色方块 – 北秦岭商南, 889 Ma(裴先治等, 1996, 2003); 黄色三角 – 浙江桃红, 913 Ma; 红色空心圆 – 西裘, 905 Ma(Ye et al, 2007); 绿色空心方块 – 二里坝, 730 Ma; 棕色实心圆 – 五堵门, 735 Ma(Zhao and Zhou, 2008)。Ⅰ – Ⅴ同图 1

图 2　扬子板块周边新元古代埃达克岩的 SiO_2–K_2O 图 (A)、Na_2O–K_2O 图 (B)、Sr–Yb 图 (C) 和 SiO_2–Mg# 图 (D)

Fig 2　Plots of SiO_2 versus K_2O (A), Na_2O versus K_2O (B), Sr versus Yb (C) and SiO_2 versus Mg# (D) for Neoproterozoic adakites in the margin of the Yangtze Block

变化大, 包括有高镁埃达克岩, 反映熔体在上升过程中受到了地幔橄榄岩的不均匀混染。

内蒙古 O 型埃达克岩资料较少, 据许立权等 (2003)报道, 达茂旗北部的奥陶纪花岗岩具有 O型埃达克岩的特征。固阳北部的合教闪长岩类似埃达克岩的特征, 早先认为是古生代的, 最近的研究认为可能是太古代的 (简平等, 待刊), 可能包括了 TTG 和赞岐岩两类。白乃庙很早就认为有埃达克岩存在, 但迄今无可靠的资料。

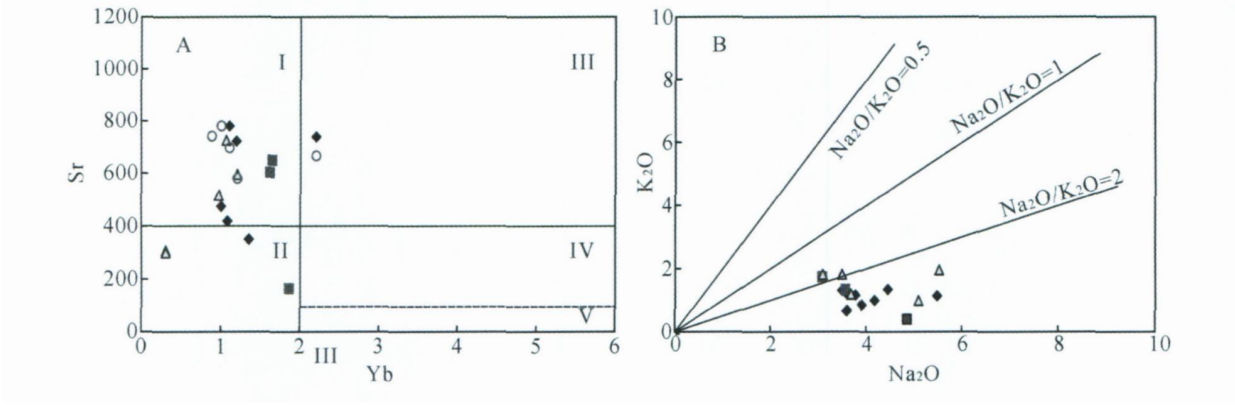
内蒙古埃达克岩研究较早和较集中的是苏左旗的白音宝力道花岗岩, 但白音宝力道是否埃达克岩存在争论。王焰等 (2000)最早根据陈斌和徐备 (1996)的资料认为早古生代的白音宝力道花岗岩具有埃达克岩的特征, 但是, 陈斌不同意 (陈斌, 2002)。后来, 石玉若等 (2004, 2005)和张炯飞等 (2004)也对白音宝力道岩体进行了研究, 一致认为是埃达克岩。白音宝力道岩体主要由辉长闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩等组成, 据陈斌 (2002)发表的数据, 不考虑辉长闪长岩, 白音宝力道石英闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩的 SiO_2 含量在 55.5% ~ 71.78% 之间, Al_2O_3 > 15%, Na_2O = 3.49% ~ 5.48%, K_2O = 0.66 ~ 1.35(Na_2O/K_2O = 2.7 ~ 5.5, 平均 4.1), MgO = 0.63% ~ 4.06% ($Mg^{\#}$ = 0.37 ~ 0.57, 平均 0.48), Sr = 346×10^{-6} ~ 742×10^{-6}, Yb = 1.0×10^{-6} ~ 2.2×10^{-6}, ε_{Nd} = +0.1 ~ 0.7, I_{Sr} = 0.7056 ~ 0.7059。在图 3中, 除个别样品外, 白音宝力道中酸性岩落入埃达克岩区 (图 3A), Na> K, 为典型的 O 型埃达克岩 (图 3B)。但是, 陈斌 (2002)不这样认为, 只好仁者见仁, 智者见智了。

1.3.2　秦祁昆造山带埃达克岩

该带研究程度不及中亚造山带, 目前发现的埃达克岩零星分布于秦岭、北祁连地区。

李伍平等 (2001)最早报道了该带早古生代的灰池子埃达克岩, 大部分样品的 Na_2O – 2> K_2O, 但 $Mg^{\#}$ 较低 (0.28 ~ 0.45), 可能不是板块消减带形成的。灰池子埃达克岩中的蔡家沟花岗岩的锆石 U–Pb年龄为 437 ±47 Ma。最近, 陈隽潞等 (2008)研究了西秦岭唐藏石英闪长岩, 该岩体侵位在丹凤群中, Na_2O = 4.99% ~ 6.91%, Na_2O – 2> K_2O, $Mg^{\#}$

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



I – V, 同图 1。资料来源: 空心圆 – 陈斌和徐备 (1996); 实心菱形 – 陈斌 (2002); 实心方块 – 石玉若等 (2004); 实心三角 – 张炯飞等 (2004)

图 3 早古生代的白音宝力道花岗岩的 Sr-Yb图 (A)和 Na_2O–K_2O 图 (B)

Fig 3 Plots of Sr versus Yb (A) and Na_2O versus K_2O (B) for the early Paleozoic Bayan Bold adakites

= 0. 49~ 0. 51, 为富钠高镁的埃达克岩, 是典型的 O型埃达克岩, 该文作者认为岩浆可能源于早古生代秦岭商丹洋俯冲消减洋壳板片的部分熔融, 岩浆在上升过程中与地幔楔发生过反应。唐藏岩体的锆石 LA–ICP-MS年龄为 454 Ma, 与李伍平等 (2001)报道的灰池子年龄接近, 但是, 二者反映的构造背景可能不一样。

王金荣等 (2005)报道的北祁连东部白银黑石山埃达克岩 (400 Ma)是 O型的 ($Mg^{\#}$平均 0. 46), 王金荣等 (2005)认为可能是下地壳加厚形成的结论是可能的。赵虹等 (2004)报道的北祁连西段小黑刺沟火山岩的 SiO_2= 58% ~ 61%, Yb= 0. 95 × 10^{-6} ~ 1. 47 × 10^{-6}, Sr= 255 × 10^{-6} ~ 435 × 10^{-6}, 似乎属于埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩之间的过渡类型。刘志武和王崇礼 (2007)报道的党河南山早古生代三个岩体, 与赵虹等 (2004)报道的火山岩为同一个地区, 其中的贾公台岩体是典型的 O型埃达克岩; 扎子沟岩体的 Sr含量在 400 × 10^{-6}左右, 与赵虹等 (2004)报道的火山岩的地球化学特征类似, 也具有埃达克岩与喜马拉雅型花岗岩之间的过渡特征; 而鸡叫沟岩体由于富 Sr和 Yb是广西型的。三个岩体均与金矿有关, 可惜没有可靠的年龄。

值得注意的是边千韬等 (2007)报道的东昆仑布青山产于蛇绿混杂岩中的埃达克岩, 其 Na_2O/K_2O> 2, 为 O型埃达克岩, TIMS U–Pb年龄为 402 ± 24 Ma, 显然是板块消减作用的产物。

1. 4 冈底斯造山带埃达克岩

冈底斯造山带发现的埃达克岩大多是 C型的, 仅少数具 O型的特点, 如 Wen et al (2008)报道的冈底斯东部朗县地区的埃达克岩 (80 Ma), 其 SiO_2 含量在 65% ~ 70% 之间, Al_2O_3 > 16%, Na_2O > 4. 1%, Na_2O/K_2O> 2, MgO< 1. 0%, $Mg^{\#}$ = 0. 31 ~ 0. 37, Sr= 780 × 10^{-6} ~ 620 × 10^{-6}, Yb = 0. 36 × 10^{-6} ~ 1. 11 × 10^{-6}, ε_{Nd} = + 0. 9~ 3. 2, I_{Sr} = 0. 7044 ~ 0. 7048。上述资料表明, 朗县地区的 O型埃达克岩类似安第斯埃达克岩 (Kay and Kay, 2002), 可能源于加厚的冈底斯下地壳底侵玄武质岩石的部分熔融, 产于活动陆缘环境 (Wen et al, 2008)。朗县埃达克岩可能是国内最年轻的 O型埃达克岩。

2 O型埃达克岩的意义

2. 1 O型埃达克岩的成因

O型埃达克岩是国外研究最多的一种类型, 大多分布在环太平洋地带, 已经提出了许多不同的成因模式, 主要包括两种观点: 一种认为与消减板片 MORB的熔融有关, 例如: 年轻的、热的板片俯冲模式, 早期残余板片熔融模式, 斜向和快速俯冲模式, 弧 – 弧碰撞模式, 板片撕裂模式以及平板俯冲模式等等 (Defant and Drummond, 1990; Sajona et al, 1993, 1994, 2000; Peacock et al, 1994; Gutscher et al, 2000; Yogodzinski et al, 2001; Beate et al, 2001; Bourdon et al, 2002; Calmus et al, 2003); 另一种认为不是板片熔融的, 而与岛弧或活动陆缘下地壳底部玄武质岩浆的底侵作用有关 (Atherton and Petford, 1993; Stevenson et al, 2006)。此外, 还有人认为含石榴石玄武质岩石的分离结晶作用也可以产生埃达克质熔体 (Macpherson et al, 2006)。

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

不论哪种模式, 有一点大概是可以肯定的, 即埃达克岩的原岩是玄武质成分的, 很可能是贫 K的 MORB或岛弧玄武岩 (IAT), 如果是活动陆缘环境 (例如安第斯), 也可能是下地壳底部玄武质岩石 (或底侵的玄武岩)熔融的。因为, O型埃达克岩最重要的特征是贫 K, Na/K比值高, Sr同位素初始值低和正的 Nd同位素比值。

2 2　O型埃达克岩的分类

根据最新的研究, 作者将 O埃达克岩分为西湾型和阿留申型两类 (张旗等, 2008)。西湾型埃达克岩大多产于蛇绿岩中, 围岩主要是地幔橄榄岩, 出露在赣东北 (Li and Li, 2003; 李武显和李献华, 2003)和内蒙古温都尔庙 (刘敦一等, 2003) 蛇绿岩中, 以报道较早和研究较详的西湾予以命名, 是李武显和李献华的卓越贡献。西湾型埃达克岩分布极少, 规模很小, 大多具有斜长花岗岩的特征。该类埃达克岩极度富 Na, Na_2O 通常在 5% ~ 9%之间, Na_2O/K_2O> 12, 平均高达 20(张旗等, 2008)。该类埃达克岩还富硅和镁, 平均的 SiO_2 = 70 8% (换算为无水的干成分), $Mg^{\#}$ 高 (大多 > 0 5, 平均的 $Mg^{\#}$ = 0 54), 具有原始岩浆的特点 (Rapp et al, 1999), 很高的 $Mg^{\#}$暗示可能还与基性岩或地幔岩发生过混合作用。Sr/Y 变化大 (50×10^{-6} ~ 450×10^{-6}), 强烈亏损 HREE, Yb含量是各类埃达克岩中最低的 (平均仅 0 33×10^{-6}, 见张旗等, 2008), 远低于埃达克岩 Yb< 1 9×10^{-6}的标准 (Defant and Drummond, 1990)。

与蛇绿岩有关的埃达克岩的发现极具创新性, 它开辟了埃达克岩研究的新的领域, 使我们对埃达克岩的形成、洋壳的演化以及蛇绿岩的侵位有了新的认识。西湾型埃达克岩以极其富钠和贫钾为特征, 具有极高的 Na_2O/K_2O 比值 (平均高达 20)。类似的地球化学特征的埃达克岩国外也报道过 (如俄罗斯远东的堪察加半岛, 据 Kepezhinskas et al, 1995), 是在地幔岩捕虏体中, 而不是在蛇绿岩中。Li and Li (2003) 发现了赣东北西湾蛇绿岩中的埃达克岩, Xiong et al (2006)和韩江伟等 (2006)解决了埃达克岩 Na亏损的问题, 这就给西湾型埃达克岩赋予了新的含义: 它可能是消减板片初始熔融的产物, 它与阿留申型埃达克岩的关系可能是: 西湾型埃达克岩是阿留申型埃达克岩的初始熔体, 阿留申型埃达克岩是经历了 Na亏损的西湾型埃达克岩。研究这种熔体将能更深入地了解埃达克岩形成的真正原因, 其地球动力学意义不可限量。

阿留申型埃达克岩大多分布在环太平洋地区, 以其最先发现的阿留申岛弧命名, 即文献中所说的与岛弧有关的埃达克岩 (Defant and Drummond, 1990)。该类埃达克岩通常是富钠的 (Na_2O/K_2O > 2), $Mg^{\#}$大多 < 0 5, 部分 > 0 5(平均 0 48, 张旗等, 2008), 表明熔体上升穿过地幔时与地幔发生过混合作用 (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999)。Sr含量较高 (400×10^{-6} ~ 2000×10^{-6}), Sr/Y 变化大, 大多集中在 120~ 20之间。

Martin and Moyen (2003) 收集了典型埃达克岩数据库的 340多个数据, 发现按照埃达克岩的 SiO_2 含量可以将其分为高硅埃达克岩 (high-SiO_2 adakites, HAS, SiO_2 > 60%)和低硅埃达克岩 (low-SiO_2 adakites, LSA, SiO_2 < 60%)。除了高 Si外, HAS还具有低 MgO(0 5% ~ 4%)、CaO+ Na_2O (< 11%)和 Sr(< 1100×10^{-6})的特点, 对应的 LSA (MgO = 4% ~ 9%, CaO+ Na_2O > 10%。Sr> 1000×10^{-6}, Martin et al, 2005)。国内不少论文赞同他们的观点, 但本文不赞同高硅和低硅埃达克岩的分类方法, 理由是:

(1)低硅埃达克岩不具有埃达克岩的特征。通常认为, 埃达克岩最重要的特征是富 Sr, 贫 Y和 Yb以及高的 Sr/Y和 La/Yb比值 (Castillo, 2006)。实际上, 许多玄武质和安山质岩石也具有高 Sr低 Yb和 Y的特征, 因此, SiO_2 > 56% 是判断是否埃达克岩的前提。Martin et al (2005)统计的低硅埃达克岩的 SiO_2 平均含量很低, 仅为 56 25%, 刚刚达到埃达克岩的下限, 有些甚至在 50% 左右 (见 Martin et al 2005的 Table 1和 Fig 1, 4, 6, 9, 10, 14)。因此, 严格说, 低硅埃达克岩不属于埃达克岩。埃达克岩定义的 MgO含量通常 < 3%, 很少 > 6% (Defant and Drummond, 1990), 而低硅埃达克岩的 MgO平均含量高达 5 15%。低硅埃达克岩 $Mg^{\#}$平均为 0 61, 也明显高于埃达克岩平均初始熔体 (~ 0 5)以及全球埃达克岩的平均值 (0 54~ 0 40, 据 Martin et al, 2005; 张旗等, 2008)。因此, Martin et al (2005)命名的低硅埃达克岩是交代的地幔部分熔融形成的, 属于赞岐岩而非埃达克岩。

(2) 虽然低硅埃达克岩不属于埃达克岩, 但是, 他们的发现仍然很有意义。早先的研究认为, 在岛弧环境形成的埃达克质岩石包括埃达克岩、富 Nb玄武岩、高镁安山岩、玻安岩等一套岩浆组合, 突破了以往单一的由板片脱水交代地幔楔部分熔融形成岛弧岩浆岩的传统模式 (吴福元等, 2002)。现在,

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

在这个组合中又加入了赞岐岩这个新成员, 这对于丰富岛弧环境岩浆活动的多样性是有意义的。

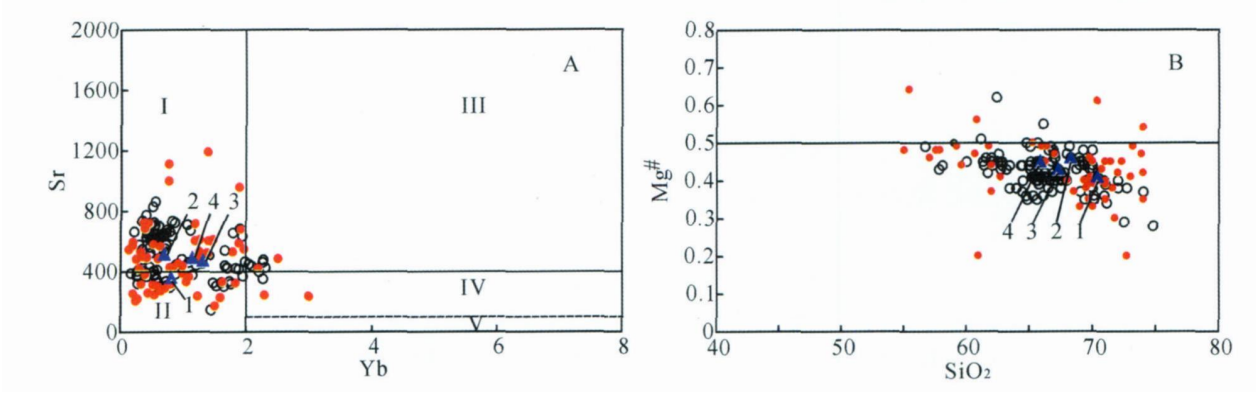
2 3 O型埃达克岩的构造环境

埃达克岩能否判断其形成的构造环境是有争论的, O型埃达克岩是否统统形成于岛弧环境也不能一概而论。为了说明这个问题, 我们收集了部分 $Mg^{\#}$数值较低的太古代和元古代埃达克岩资料(图 4), 从图 4A看, 它们大多属于埃达克岩, 少部分落入喜马拉雅型花岗岩范围; 从图 4B看, 除个别样品外, 它们都是贫 $Mg^{\#}$的, 明显不同于环太平洋与板块俯冲有关的 O型埃达克岩(图 1的红色虚线范围), 表明上述太古代 TTG和元古代埃达克岩可能是下地壳熔融形成的。而上述低 $Mg^{\#}$的埃达克岩在 Pearce et al (1984a)厘定的花岗岩构造环境判别图中统统落入岛弧环境(图 5A和 B)。在图 5B中, 太古代和元古代埃达克岩极其亏损 Ta和 Yb, 部分样品甚至落到 Pearce et al (1984a) 厘定的图的外侧 (Ta+ Yb) < 0. 5 × 10^{-6}。如何解释上述现象呢? 我们认为, 这主要与压力有关。我们知道, 压力对于花岗岩的某些微量元素是有明显影响的, 如 Xiong et al (2005) 的实验研究所指出的, 压力大(如超过 1 GPa), 残留相有石榴石, 熔融的中酸性岩浆将亏损 Y和 Yb; 压力更大(超过 1. 5 GPa), 残留相有金红石, 岩浆将明显亏损 Nb和 Ta。在图 5中, 与蛇绿岩有关的 M型花岗岩是源于 MORB部分熔融形成的, 大多位于该判别图的 ORG范围(Pearce et al, 1984a)。埃达克岩由于其形成的压力大而强烈亏损 Y、Yb、Ta和 Nb等微量元素, 样品点将沿着图 5的黄色箭头向左移入岛弧区(图 5), 造成了构造环境的误判。如 TTG, 多数人认为它是加厚下地壳部分熔融形成的, 可是, Condie (2005) 统计的不同时代的 TTG统统落入岛弧范围。早先厘定的许多花岗岩构造环境判别图, 由于没有考虑压力变化对微量元素的影响(如高压下形成的岩浆强烈亏损 HREE、Yb、Nb和 Ta的情况), 大抵只适用于在正常地壳厚度或较小地壳厚度情况下形成的中酸性岩浆岩, 而不适用于在高压下形成的岩浆岩(如埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩)。因此, 埃达克岩不能判别构造环境。

C型埃达克岩不需要判别其形成的构造环境(张旗等, 2007, 2008), O型埃达克岩不能用于判别构造环境。那么, 怎样才能知道 O型埃达克岩形成于什么环境呢? 可以从以下 3个方面予以考虑:

(1) 埃达克岩形成的构造背景。环太平洋第三纪和第四纪埃达克岩形成于岛弧环境, 与板片俯冲有关, 是因为有正在活动的消减带作为依据。Defant and Drummond (1990) 关于阿留申埃达克岩形成于岛弧环境的结论, 是根据埃达克岩产出当时的构造位置和地球物理资料推测的, 而不是根据埃达克岩的地球化学数据得出来的。对于古代造山带, 则应参考埃达克岩所处的板块构造格局进行推断, 情况可能复杂一些。

(2) 与埃达克岩伴生的岩浆岩组合及其地球化学资料。埃达克岩虽然不能判断构造环境, 而与埃

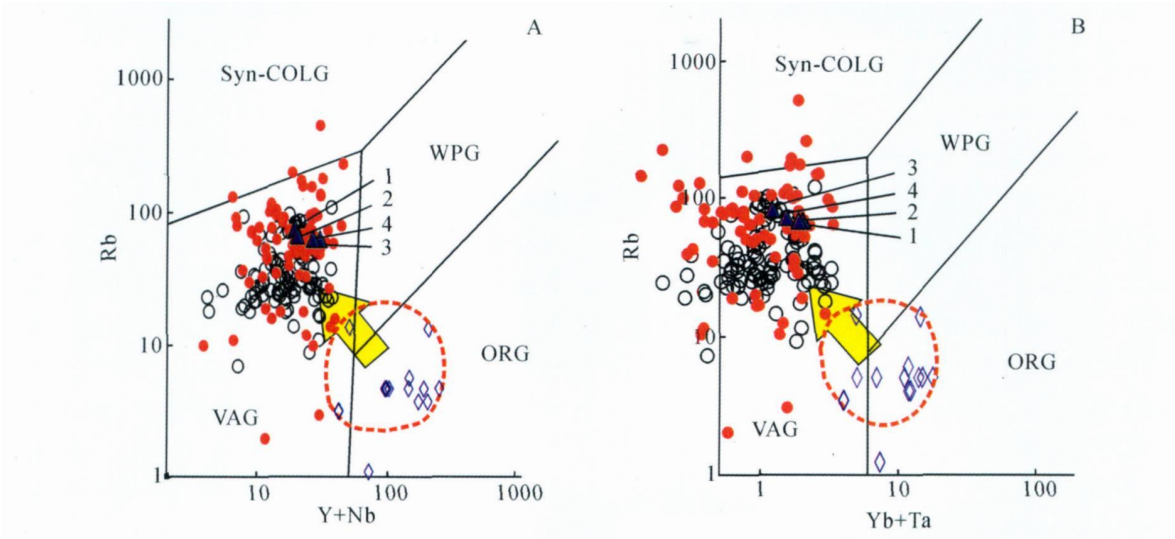


图例: 红色实心圆 – 太古代 TTG; 黑色空心圆 – 元古代埃达克岩; 蓝色实心三角 – TTG平均成分(据 Condie, 2005), 其中: 1– 早太古代; 2– 晚太古代; 3– 元古代; 4– 显生宙。图 A: I – 埃达克岩; II – 喜马拉雅型花岗岩; III – 广西型花岗岩; IV – 浙闽型花岗岩; V – 南岭型花岗岩。资料来源: 太古代 TTG: 田伟等, 2005; 第五春荣等, 2007; Wan et al, 2005; Jahn et al, 1998; Opiyo-Akech et al, 1999; Anhaeusser and Poujol, 2004; Condie, 2005; Steenfelt et al, 2005; Liu et al, 2005 元古代埃达克岩: 裴先治等, 2003; 杜林利等, 2006; Li et al, 2003; Zhou et al, 2006a, b; Ye et al, 2007; Zhao and Zhou, 2008; Zhang et al, 2007

图 4 太古代和元古代埃达克岩的 Sr-Yb图(A)和 SiO_2-$Mg^{\#}$图(B)

Fig. 4 Plots of Sr versus Yb (A) and SiO_2 versus $Mg^{\#}$ (B) for the adakites from Archaean and Proterozoic

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



图例和资料来源同图 4; 蓝色空心菱形 – M 型花岗岩 (引自张旗等, 待刊)

图 5　中国部分太古代和新元古代埃达克岩的 Rb-(Y+ Nb) (A)和 Rb-(Yb+ Ta) (B)图 (据 Pearce et al, 1984a)

Fig 5　Plots of Rb versus Y+ Nb (A) and Rb versus Yb+ Ta (B) for the adakites from Archaean and Proterozoic (after Pearce et al, 1984a)

达克岩伴生的非埃达克质的中酸性岩浆岩以及玄武岩却可以判别却形成的构造环境 (Pearce et al, 1984a; 张旗等, 2007)。如果埃达克岩与安山岩 – 英安岩 – 流纹岩伴生, 后者是可以判别构造环境的 (张旗等, 2007); 如果埃达克岩与玄武岩伴生, 玄武岩则是构造环境判别的最佳对象 (Pearce et al, 1984b); 如果埃达克岩与富 Nb玄武岩伴生, 而富 Nb玄武岩主要是埃达克岩熔体与地幔混合形成的 (Defant et al, 2002), 也暗示其形成于岛弧环境。例如, 新疆北天山、东准噶尔的许多 O 型埃达克岩和俯冲型埃达克岩 (赵振华等, 2006) 产于岛弧环境, 也是根据古亚洲洋古生代大地构造格局和周边同时代的岛弧岩浆岩的资料 (富 Nb玄武岩, 高镁安山岩) 推断的, 也不是单纯根据埃达克岩的地球化学标志得出来的。

(3) 埃达克岩的 $Mg^{\#}$ 数值。埃达克岩的 $Mg^{\#}$ 数值可以帮助判断构造环境可能许多人不以为然, 实际上, 这个标志是根据板片熔融形成的埃达克岩在上升时与地幔岩可能发生混染的现象得出来的。由于与地幔混染, 致使部分埃达克岩 $Mg^{\#}$ 升高。因此, 如果一套 O 型埃达克岩, 其 $Mg^{\#}$ 变化较大, 且部分样品 $Mg^{\#}$ 较高, 则可能形成于岛弧环境。但是, 如果 $Mg^{\#}$ 统统很高 (如平均 > 0.60), 且 SiO_2 含量偏低 (如在 60% 左右或更低), 则可能是赞岐岩而非埃达克岩了 (张旗等, 2004a)。相反, 如果 O 型埃达克岩的 $Mg^{\#}$ 普遍较低 (大多 < 0.50), 不发育同时代的岛弧岩浆活动, 则可能是加厚的下地壳底部贫钾的玄武岩部分熔融形成的。许多人认为太古代大多数 TTG之所以不是板片熔融的, 原因即在于此。

Pearce强调花岗岩受源区控制, 而源区与构造环境有关 (Pearce et al, 1984a; Pearce, 1996), 这是他们厘定花岗岩判别图的基础。我们认为, Pearce的前一句话是对的 (花岗岩的确而且主要受其源区组成的控制), 而他的后一句话是有条件的 (即在海洋内, 包括一部分海洋边部, 是正确的, 但是, 不能应用于大陆内)。但是, 他将构造环境与碰撞事件 (同碰撞和碰撞后) 搅在一起是不对的 (张旗等, 2007)。我们认为, 除了少数情况 (在海洋内部和边部) 外, 花岗岩 (尤其是产于古老陆壳内的花岗岩) 是很难确定其形成的构造环境的 (张旗等, 2007)。埃达克岩同样如此, 即使是 O 型埃达克岩。O 型埃达克岩贫钾, 只说明它来源于贫钾的玄武质源岩, 可以产于板块消减带, 也可来自下地壳底部, 不一定统统是岛弧环境的。西太平洋许多 O 型埃达克岩形成于岛弧环境是人所共知的, 那是因为有其它地质证据的佐证或有我们可以看得见的证据。古亚洲洋内许多古生代 O 型埃达克岩产于岛弧环境, 也是由于有其它地质依据, 而不是仅仅依靠埃达克岩地球化学本身。华北北缘有许多贫钾的中生代高镁安山岩, 它们的时代和地质背景表明其不可能与板块俯冲有关。但是, 如果上述高镁安山岩不是中生代的, 没有了可以察觉的地质证据, 仅仅根据地

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

球化学资料,说它们来自岛弧环境也未尝不可。总之,在确定 O型埃达克岩形成环境时,应当格外谨慎。因此,对于上一节新元古代扬子板块西缘埃达克岩形成环境的争论,我们建议应当从综合的角度去考虑,而不局限于埃达克岩的地球化学特征。

2.4 O型埃达克岩与成矿的关系

O型埃达克岩与金铜成矿作用的关系是人们感兴趣的问题。自从埃达克岩的概念引进中国以来,已经有许多作者对此进行了探讨,提出了许多不同的见解(张旗等, 2001, 2002, 2004b, c; 王强等, 2002, 2003; 侯增谦等, 2003, 2004; Wang Q et al., 2004, 2006; Hou et al., 2003, 2004; 熊小林等, 2004; 蔡志勇等, 2005; 李承东等, 2004; 刘红涛等, 2004; 毛建仁等, 2004; 王元龙等, 2003, 2004; 张炯飞等, 2004; 张连昌等, 2004, 2006; Qu et al., 2004; Jiang et al., 2005; Han et al., 2006; 芮宗瑶等, 2006; 资锋等, 2007; 冷成彪等, 2007; Gao et al., 2007),其中也有批评埃达克岩与成矿有关的说法(如张静, 2003)。最近,冷成彪等(2007)统计了中国 26个大中型斑岩铜矿,发现其中的 25个与埃达克岩有关。尽管埃达克岩与斑岩型和浅成低温热液型铜金矿床密切的时空和成因联系已成为一个不争的事实,然而,目前有关埃达克岩为什么有利于成矿以及埃达克岩的成矿机理还知之甚少,有关的研究还刚刚起步。

斑岩型和浅成低温热液型铜金矿床有关的斑岩体是该类矿床的成矿物质(Cu、Au)、流体(H_2O及成矿元素配位体 Cl、S等)和能量(热)的主要来源(Hendenquist, 1994; Gammons, 1997)。熊小林等(2001, 2004)曾讨论了浅成–次火山斑岩的初始岩浆 Cu、Au丰度,H_2O和 Cl含量及岩浆产生和结晶时的氧逸度是其能否最终形成富含 Cu、Au流体的关键因素,认为埃达克岩(尤其是与板块俯冲有关的)为什么有利于成矿很可能与它们的源区组成、形成条件和成岩过程以及高氧逸度有关,这些特性造就了富含矿质和挥发份的埃达克质岩浆。

我们认为,埃达克岩与金铜成矿作用有关可能主要决定于下列 3方面的因素:

(1) 来自富集金铜的源岩–MORB型玄武岩。许多人认为金铜主要是幔源的,实际上金铜主要来自玄武质岩浆,金铜在玄武岩中的克拉克值高于地幔岩(如 Cu在 N-MORB中的平均含量为 74.4×10^{-6},地幔的 Cu平均含量为 28×10^{-6},据 Hofmann, 1988)。当然,玄武质岩浆来自幔源是毫无疑问的。指出这一点很重要,因为,它可以解释来自下地壳的埃达克岩为什么有利于金铜成矿的问题。

(2) 角闪石分解起了至关重要的作用。由于角闪石的分解才产生了石榴石,才有了榴辉岩,才有了埃达克岩。角闪石分解还解决了水的问题,有了水,可以降低岩浆熔融的固相线,有了水,有利于溶解出更多的成矿元素。因此,角闪石分解既有利于形成埃达克质岩浆,也有利于矿液的聚集。此外,角闪石分解形成石榴石需要一定的压力,也限定了埃达克岩形成的条件。与此相反的是浙闽型花岗岩不需要角闪石分解的条件,就缺少水的加入。因此,浙闽型花岗岩通常不利于金铜成矿,缺少角闪石分解可能是一个最重要的原因。

(3) 压力和高氧逸度条件。很早就发现,花岗质岩浆的氧化状态与热液矿床之间存在一定的联系:氧化状态较高的氧化型花岗质岩浆与斑岩铜矿有关,氧化状态较低的还原型花岗质岩浆与钨锡成矿作用有关(Ishihara, 1981)。在高氧逸度条件下金铜容易被萃取,而高氧逸度的获得仰赖于较高的压力。高压对于埃达克岩的形成是必不可少的,高压也是高氧逸度的重要条件,于是,形成在高压和高氧逸度条件下的埃达克岩与金铜成矿有关是必然的(张旗等, 2008)。我们认为,一个地区金铜成矿是否具有可能及成矿规模的大小,主要取决于两个因素:即源区成矿元素和挥发份是否丰富以及岩浆形成的压力是否足够大。金铜主要赋存在硫化物中,而氧逸度制约了硫化物的稳定性。在低氧逸度条件下,部分熔融以及岩浆结晶和运移过程中硫化物的稳定或结晶作用将导致岩浆中 Cu、Au含量的减少,形成贫 Cu、Au岩浆;而在高氧逸度条件下,部分熔融过程中硫化物的分解以及岩浆结晶和运移过程中硫化物的不稳定将使 Cu、Au在岩浆过程中的行为类似不相容元素,使 Cu、Au在岩浆中富集。

2.5 太古代 TTG问题

TTG大多类似 O型埃达克岩,是太古代特有的岩石,部分也出现在元古代和显生宙。许多作者讨论了太古代高铝 TTG与埃达克岩的关系,大致有两种观点:一种认为太古代 TTG的地球化学特征与埃达克岩类似,可以用岛弧埃达克岩来解释太古代 TTG的成因(Drummond and Defant, 1990; Drummond et al., 1996; Martin, 1999);另一种认为太古代 TTG与板片熔融的埃达克岩有明显的区别,是加厚的下地壳熔融形成的(Smithies, 2000; Condie, 2005)。

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

我们对太古代 TTG作了初步的调研,得出以下两点印象:

(1) 原先认为太古代 TTG是钠质的,我们的研究表明,太古代 TTG并非都是贫钾富钠的。本文在浏览太古代 TTG资料时发现,有不少原作者称为的 TTG,实际上并非贫 K富 Na的,其中个别文献所谓的 TTG甚至是高钾钙碱性系列的(如 Manya, 2004; 万渝生等, 2005; Naqvi and Rana Prathap, 2007),落入高钾钙碱性区(图 1A)。尽管 TTG平均的 Na_2O/K_2O等于 3(表 2),但是,仍然有相当一部分 TTG的 Na_2O/K_2O在 1~2之间(图 1B)。暗示太古代地壳可能比较复杂,虽然仍以硅镁质岩石为主,但是,可能已经有相当一部分地壳具有硅铝质的性质了。

(2) 原先认为 TTG与埃达克岩类似,我们的调研发现,太古代 TTG并非统统具有埃达克岩的地球化学特征,其中最突出的是 Sr含量并没有我们原先想象的那样高。本文统计的太古代(包括早和晚太古代)TTG(Al_2O_3平均接近 16%,表 2)的 Sr平均含量仅为 385×10^{-6},勉强接近埃达克岩的指标。也许本文统计的数据不够多(仅 204件),可能代表性不够。在本文作者拟定的花岗岩的 Sr-Yb分类图中(图 1C),大部分太古代 TTG落在了埃达克岩范围之外,大体上相当于喜马拉雅型花岗岩(张旗等, 2006),而非埃达克岩。从表 2看, Condie(2005)统计的早太古代 TTG 212件的 Sr平均值也不高,仅为 362×10^{-6},比本文统计的还要低,显然包含了部分低 Sr的岩浆岩,并非统统是埃达克岩。而他统计的晚太古代、元古代和显生宙 TTG的 Sr含量则很高(473×10^{-6}~515×10^{-6}),落入埃达克岩范围(表 2)。太古代 TTG的 $Mg^{\#}$的确不高(平均 0.39~0.46,表 2),在图 1D中绝大多数样品的 $Mg^{\#}$低于 0.5。看来,太古代 TTG主要是下地壳熔融形成的,但是,地壳厚度可能没有我们原先想象的那样厚。

表 2　不同时代 TTG和埃达克岩化学成分对比

Table 2　Average chemical compositions of TTGs and adakites

	1	2	3	4	5	6
	早太古代	晚太古代	元古代	显生宙	太古代(本文)	埃达克岩
SiO_2	70.4	68.3	67.3	65.9	69.34	62.43
TiO_2	0.31	0.42	0.47	0.47	0.38	0.67
Al_2O_3	15.2	15.5	15.8	16.5	15.56	17.05
$Fe_2O_3^T$	2.79	3.42	4.04	4.11	2.84	3.99
FeO					0.75	
MgO	0.96	1.39	1.48	1.67	1.26	3.31
CaO	2.74	3.26	3.42	4.36	3.09	6.53
Na_2O	4.71	4.51	4.33	4.00	4.42	4.25
K_2O	2.22	2.20	2.30	2.14	2.11	1.42
P_2O_5	0.1	0.14	0.14	0.12	0.16	0.26
MnO	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09	0.08
总量	99.49	99.21	99.36	99.36	100	99.99
Th	4.1	8.1	6.1	7.6		3.9
U	1.2	1.5	2.1	1.9		1.2
Ni	17	22	23	12		64
Cr	45	35	55	32		8
Y	8.5	9.1	17.3	14.5	8.7	9.7
Zr	152	154	152	122		117
Nb	6.1	6.2	7.1	6.7		9.7
Hf	3.8	4.7	4.3	3.4		3.3
Ta	0.41	0.84	0.72	0.75		0.60
La	22	36	26	17	26	24
Ce	40	65	45	34		65
Nd	16	25	18	16		26
Sm	2.9	4.2	3.5	3.1		4.7
Eu	0.82	1.07	0.95	0.84		1.37
Gd	2.2	2.9	3	2.8		2.30
Tb	0.31	0.38	0.49	0.40		0.40
Yb	0.82	0.71	1.33	1.16	0.83	0.81
Lu	0.14	0.11	0.23	0.18		0.09
Rb	76	67	63	63		15
Ba	500	769	717	716		309
Sr	362	515	473	493	385	1550
$(La/Yb)_n$	25	36	14.2	11.3	27	18.2
Sr/Y	72	89	37	56	79	160
Nb/Ta	12.0	13.0	9.9	12.2		16.1
$Mg^{\#}$	40.8	46.2	43.2	45.4	40	60.4
K_2O/Na_2O	0.51	0.51	0.56	0.68		0.33
Na_2O/K_2O					2.9	
样品数	212	831	752	698	204	221

注: 5据本文, 其余据 Condie(2005)

3　小　结

(1) 中国太古代 TTG部分是喜马拉雅型的,部分为埃达克岩(大部分是 O型的,少部分是 C型的)。中国太古代 TTG大多贫 MgO和 $Mg^{\#}$,可能主要是加厚下地壳熔融形成的,但不排除少数 TTG与板块俯冲有关。

(2) 新元古代埃达克岩大多是 O型的,主要分布于扬子板块的西缘和北缘;古生代 O型埃达克岩主要分布于中亚造山带和秦祁昆造山带;中国最年轻的 O型埃达克岩可能是产于冈底斯朗县晚白垩世(80Ma)的埃达克岩。

(3) O型埃达克岩可分为西湾型和阿留申型两类。除少数情况外,花岗岩是很难确定其形成的构造环境的,埃达克岩同样如此,即使是 O型埃达克岩。O型埃达克岩贫钾,说明它来源于贫钾的玄武

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

质源岩,可以产于板块消减带,也可来自下地壳底部。这时,$Mg^{\#}$具有特殊的意义(如果不清楚其地质背景的话),那些富 $Mg^{\#}$且 $Mg^{\#}$变化大的埃达克岩很可能来自板块俯冲带。许多 O型埃达克岩产于板块消减带环境,主要是根据其产出的构造背景和伴生的非埃达克质岩石(包括玄武岩和中酸性岩浆岩)确定的,而不是根据埃达克岩的地球化学性质确定的。

(4) O型埃达克岩最重要的价值莫过于其与金铜成矿作用的密切关系,这主要源于 3个原因: A, MORB和地幔是金铜的来源; B,角闪石的脱水熔融; C,高压和高氧逸度条件。

致谢: 感谢审稿人对本文的评论和提出的修改意见。

参考文献 (References):

边千韬, Pospelov II, 李惠民, 常承法, 李继亮. 2007. 青海省布青山早古生代末期埃达克岩的发现及其构造意义. 岩石学报, 23: 925- 934

蔡志勇, 邱瑞照, 熊小林, 黄圭成, 周肃, 孟祥金. 2005. 西藏西部地区埃达克质侵入岩及铜金找矿意义. 大地构造与成矿学, 29(4): 491- 501

陈斌, 徐备. 1996. 内蒙古苏左旗地区古生代两类花岗岩类的基本特征和构造意义. 岩石学报, 12: 546- 561.

陈斌. 2002. 内蒙古苏尼特左旗白音宝力道岩体特征与成因——是岛弧岩浆岩而不是埃达克岩. 地质论评, 48: 261- 266.

陈隽璐, 徐学义, 王洪亮, 王宗起, 曾佐勋, 王超, 李平. 2008. 北秦岭西段唐藏石英闪长岩岩体的形成时代及其地质意义. 现代地质, 22: 45- 52.

第五春荣, 孙勇, 林慈銮, 柳小明, 王洪亮. 2007. 豫西宜阳地区 TTG质片麻岩锆石 U-Pb定年和 Hf同位素地质学. 岩石学报, 23: 253- 262.

杜利林, 耿元生, 杨崇辉, 王新社, 任留东, 周喜文, 王彦斌, 杨铸生. 2006. 扬子地台西缘新元古代 TTG的厘定及其意义. 岩石矿物学杂志, 25: 273- 281.

高山, 张本仁. 1990. 扬子地台北部太古宙 TTG片麻岩的发现及其意义. 地球科学, 15: 675- 679.

韩江伟, 熊小林, 吴金花. 2006. 埃达克岩的 Na亏损及其对地幔 Na交代的指示意义. 大地构造与成矿学, 30(3): 381- 391.

侯增谦, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金, 黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制. 岩石学报, 20: 239- 248

侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 22: 1- 12.

冷成彪, 张兴春, 陈衍景, 王守旭, 苟体忠, 陈伟. 2007. 中国斑岩铜矿与埃达克(质)岩关系探讨. 地学前缘, 14: 199- 210.

李承东, 张旗, 苗来成, 孟宪锋. 2004. 冀北中生代高 Sr低 Y和低 Sr低 Y型花岗岩: 地球化学、成因及其与成矿作用的关系. 岩石学报, 20: 269- 284

李伍平, 王涛, 王晓霞. 2001. 北秦岭灰池子花岗质复式岩体的源岩讨论——元素 - 同位素地球化学制约. 地球科学, 26: 269- 278.

李武显, 李献华. 2003. 蛇绿岩中的花岗质岩石成因类型与构造意义. 地球科学进展, 18: 392- 397.

刘敦一, 简平, 张旗, 张福勤, 石玉若, 施光海, 张履桥, 陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP测年: 早古生代洋壳消减的证据. 地质学报, 77: 317- 327.

刘红涛, 张旗, 刘建明, 叶杰, 曾庆栋, 于昌明. 2004. 埃达克岩与斑岩铜矿—浅成热液金矿: 有待深入研究的岩浆成矿关系. 岩石学报, 20: 205- 218

刘志武, 王崇礼. 2007. 南祁连党河南山花岗岩类地球化学及其金铜矿化. 地质与勘探, 43: 64- 73.

毛建仁, 许乃政, 胡青, 邢光福, 杨祝良. 2004. 福建省上杭 - 大田地区中生代成岩成矿作用与构造环境演化. 岩石学报, 20: 285- 296.

裴先治, 李厚民, 李国光. 1996. 北秦岭商南花岗岩体地球化学特征及其形成的构造环境. 西安地质学院学报, 18: 29- 35.

裴先治, 王涛, 丁仨平, 李勇, 胡波. 2003. 东秦岭商丹带北侧新元古代埃达克质花岗岩及其地质意义. 中国地质, 30: 372- 381.

芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 张立生, 王龙生, 唐索寒. 2006. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿. 地质与勘探, 42: 1- 6

石玉若, 刘敦一, 张旗, 简平, 张福勤, 苗来成, 施光海, 张履桥, 陶华. 2004. 内蒙古苏左旗地区闪长 - 花岗岩类 SHRIMP年代学. 地质学报, 78: 789- 799.

石玉若, 刘敦一, 张旗, 简平, 张福勤, 苗来成, 陶华. 2005. 内蒙古苏左旗白音宝力道 Adakite质岩类成因探讨及其 SHRIMP年代学研究. 岩石学报, 21: 143- 150.

田伟, 刘树文, 刘超辉, 余盛强, 李秋根, 王月然. 2005. 中条山涑水杂岩中 TTG系列岩石的锆石 SHRIMP年代学和地球化学及其地质意义. 自然科学进展, 15: 1476- 1484

万渝生, 宋彪, 耿元生, 刘敦一. 2005. 辽北抚顺 - 清原地区太古宙基底地球化学组成特征及其地质意义. 地质论评, 51: 128- 137.

万渝生, 宋彪, 伍家善, 刘敦一, 张宗清. 1999. 鞍山 3.8 Ga奥长花岗质岩石的地球化学和 Nd, Sr同位素组成及

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

其意义. 地质学报, 73: 25－36.
王金荣, 郭原生, 付善明, 陈建林, 秦秀峰, 张洪培, 杨永均. 2005. 甘肃黑石山早古生代埃达克质岩的发现及其构造动力学意义. 岩石学报, 21: 977－985.
王强, 许继锋, 赵振华. 2001. 一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述. 地球科学进展, 16: 201－208.
王强, 赵振华, 白正华, 熊小林, 梅厚钧, 许继峰, 包志伟, 王一先. 2003. 新疆阿拉套山石炭纪埃达克岩、富岛弧玄武质岩板片熔体与地慢橄榄岩相互作用及地壳增生. 科学通报, 48: 1342－1349.
王强, 赵振华, 许继锋, 李献华, 熊小林, 包志伟, 刘义茂. 2002. 扬子地块东部燕山期埃达克质(adakite-like)岩与成矿. 中国科学(D), 32(增刊): 127－136.
王焰, 张旗, 钱青. 2000. 埃达克岩(adakite)的地球化学特征及其构造意义. 地质科学, 35: 251－256.
王元龙, 王焰, 张旗, 贾秀琴, 韩松. 2004. 铜陵地区中生代中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿－地球动力学意义. 岩石学报, 20: 325－338.
王元龙, 张旗, 王强, 刘红涛, 王焰. 2003. 埃达克质岩与Cu-Au成矿作用关系的初步探讨. 岩石学报, 19: 543－550.
吴福元, 葛文春, 孙德有. 2002. 埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 172－191.
辛兰, 甘延景, 张荣隋. 2002. 费县马头崖地区新太代五台期TTG岩系特征. 山东地质, 18(5): 28－33.
熊小林, 蔡志勇, 牛贺才, 陈义兵, 王强, 赵振华, 吴金花. 2004. 东天山晚古生代埃达克岩成因及铜金成矿意义. 岩石学报, 21: 967－976.
熊小林, 赵振华, 白正华, 梅厚钧, 许继峰, 王强. 2001. 西天山阿吾拉勒埃达克质岩石成因: Nd和Sr同位素组成的限制. 岩石学报, 17: 514－522.
许继峰, 王强, 徐义刚, 赵振华, 熊小林. 2001. 宁镇地区中生代安基山中酸性侵入岩的地球化学: 亏损重稀土和钇的岩浆产生的限制. 岩石学报, 17: 576－584.
许立权, 邓晋福, 陈志勇, 陶继雄. 2003. 内蒙古达茂旗北部奥陶纪埃达克岩类的识别及其意义. 现代地质, 17: 428－434.
杨长秀, 王世炎, 刘振宏, 雷正化, 杨长青. 2008. 河南鲁山地区中－新太古代灰色片麻岩. 地质论评, 54: 327－334.
姚红, 赵华, 薛红梅. 2007. 新疆青河县喀腊萨依斑岩铜矿含矿岩体的地球化学特征. 新疆有色金属, (3): 7－10.
张海祥, 牛贺才, 于学元, 单强, Sato H, Ito J. 2003. 准噶尔板块东北缘富铌玄武岩的发现及其地质意义. 地质找矿论丛, 18: 71－72.
张静. 2003. 埃达克岩及其成矿作用和相关问题的讨论. 矿物岩石地球化学通报, 22: 365－371.
张炯飞, 李之彤, 金成洙. 2004. 中国东北部地区埃达克岩及其成矿意义. 岩石学报, 20: 361－368.
张连昌, 秦克章, 英基丰, 夏斌, 舒建生. 2004. 东天山土屋－延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系. 岩石学报, 20: 259－268.
张连昌, 万博, 焦学军, 张锐. 2006. 西准包古图含铜斑岩的埃达克岩特征及其地质意义. 中国地质, 33: 626－631.
张沛, 周祖翼, 许长海, 张青林. 2008. 川西龙门山彭灌杂岩地球化学特征: 岩石成因与构造意义. 大地构造与成矿学, 32(1): 105－116.
张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩构造环境问题——关于花岗岩研究的思考之三. 岩石学报, 23: 2683－2698.
张旗, 秦克章, 王元龙, 张福勤, 刘红涛, 王焰. 2004b. 加强埃达克岩研究, 开创中国Cu、Au等找矿工作的新局面. 岩石学报, 20: 195－204.
张旗, 秦克章, 许继峰, 王焰, 刘红涛, 王元龙. 2004c. 中国与埃达克质岩有关的矿床分布、找矿方向和找矿方法刍议. 华南地质与矿产, (2): 1－8.
张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的Sr-Yb分类及其地质意义. 岩石学报, 22: 2249－2269.
张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造－成矿意义. 岩石学报, 17: 236－244.
张旗, 王焰, 钱青, 翟明国, 金惟浚, 王元龙, 简平. 2004a. 晚太古代Sanukite(赞岐岩)与地球早期演化. 岩石学报, 20: 1355－1362.
张旗, 王焰, 熊小林, 李承东. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇. 北京: 中国大地出版社, 1－344.
张旗, 王元龙, 张福勤, 王强, 王焰. 2002. 埃达克岩与斑岩铜矿. 华南地质与矿产, (3): 85－90.
张永清, 张有宽, 郑宝军, 徐国权, 韩建刚, 母志军, 张履桥. 2006. 内蒙古中部小南沟－明星沟地区新太古代TTG岩系及其地质意义. 岩石学报, 22: 2762－2768.
赵虹, 党锛, 王崇礼. 2004. 甘肃南祁连党河南山中奥陶世火山岩的地球化学特征. 现代地质, 18: 64－69.
赵振华, 王强, 熊小林, 张海祥, 牛贺才, 许继峰, 白正华, 乔玉楼. 2006. 新疆北部的两类埃达克岩. 岩石学报, 22: 1249－1265.
赵振华, 熊小林, 王强, 白正华, 梅厚均. 2004. 新疆西天山莫斯早特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克质岩石有关的铜矿实例. 岩石学报, 20: 249－258.
周汉文, 钟国楼, 钟增球, 徐启东. 1998. 豫西小秦岭地区太华杂岩中花岗质片麻岩的元素地球化学及其构造意义. 地球科学, 23: 553－556.

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

朱弟成, 段丽萍, 廖忠礼, 潘桂棠. 2002. 两类埃达克岩(Adakite)的判别. 矿物岩石, 22: 5-9.

资锋, 王强, 戴圣潜, 许卫, 许继峰, 邱华宁, 梁细荣, 涂湘林, 刘颖. 2007. 皖东滁州、上腰铺埃达克质(adakitic)侵入岩年代学及地球化学特征: 岩石成因与成矿意义. 岩石学报, 23: 1485-1500.

Althoff F, Barbey P and Boullier AM. 2004. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: The Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104: 187-206.

Anhaeusser CR and Poujol M. 2004. Petrological, geochemical and U-Pb isotopic studies of Archaean granitoid rocks of the Makoppa Dome, northwest Limpopo Province, South Africa. *South African Journal of Geology*, 107: 521-544.

Atherton M P and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144-146.

Beate B, Monzier M, Spikings R, Cotton J, Silva J, Bourdon E and Eissen J P. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 561-570.

Bourdon E, Eissen J P, Gutscher M A, Monzier M, Samaniego P, Robin C, Bollinger C and Cotton J. 2002. Slab melting and slab melt metasomatism beneath the North Andean Volcanic Zone: Adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano. *Bulletin of the Society of Geology France*, 173: 195-206.

Calmus T, Aguillon-Robles A, Maury R C, Bellon H, Benoit M, Cotten J, Bourgois J and Michaud F. 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (bajaites) from Baja California, Mexico: The role of slab melts. *Lithos*, 66: 77-105.

Castillo P R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51: 257-268.

Condie K C. 2005. TTGs and adakites: Are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.

Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.

Defant M J, Xu J F, Kepezhinskas P, Wang Q, Zhang Q and Xiao L. 2002. Adakites: Some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 129-142.

Drummond M S, Defant M J and Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87: 205-215.

Engler A, Koller F, Meisel T and Quemeneur J. 2002. Evolution of the Archean/Proterozoic crust in the southern San Francisco craton near Perdoes, Minas Gerais, Brazil: Petrological and geochemical constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 709-723.

Gammons C H. 1997. Chemical mobility of gold in porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, 92: 45-59.

Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J and Zhao R S. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153: 105-120.

Gutscher M A, Maury R and Eissen J P. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28: 535-538.

Han C M, Xiao W J, Zhao G C, Mao J W, Yang J M, Wang Z L, Yan Z and Mao Q G. 2006. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia. *Ore Geology Review*, 29: 77-94.

Hendenquist J W. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519-527.

Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science letters*, 90: 297-314.

Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139-155.

Hou Z Q, Ma H W, Khin Z, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T and Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology*, 98: 125-145.

Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 458-484.

Jahn B M, Gruau G, Capdevila R, Cornichet J, Nemchin A, Pidgeon R and Rudnik V A. 1998. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: Geochemical and isotopic constraints. *Precambrian Research*, 91: 333-363.

Jiang Y H, Ling H F, Jiang S Y, Fan H H, Shen W Z and Pei N. 2005. Petrogenesis of Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg potassic quenched enclaves at Xiangshan, southeast China. *Journal of Petrology*, 46: 1121-1154.

Kampunzu A B, Tombale A R, Zhai M, Bagai Z, Majaule T and Modisi M P. 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: Evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71: 431-460.

Kay R W and Kay S M. 2002. Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 303-311.

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

Kepezhinskas P K, Defant M J and Drummond M S. 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatkan Arc. *Journal of Petrology*, 36: 1505-1527.

Li W X and Li X H. 2003. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: Geochemical and Nd isotopic evidence. *Precambrian Research*, 122: 29-44.

Li X H, Li W X, Li Z X and Liu Y. 2008. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 102: 341-357.

Li X H, Li Z X, Ge W C, Zhou H W, Li W X, Liu Y and Wingate M T D. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122: 45-83.

Li X H, Li Z X, Sinclair J A, Li W X and Carter G. 2006. Revisiting the "Yanbian Terrane": Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China". *Precambrian Research*, 151: 14-30.

Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, Zhang J and Li Q G. 2004. Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: Constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutai complexes. *Precambrian Research*, 130: 229-249.

Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, Zhang J, Li Q G and Yang B. 2005. Geochemistry of the Paleoproterozoic Nanying granitic gneisses in the Fuping Complex: Implications for the tectonic evolution of the Central zone, North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 643-658.

Macpherson C G, Dreher S T and Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581-593.

Manya S. 2004. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks of the Neoarchaean Sukumaland Greenstone Belt, northwestern Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 40: 269-279.

Martin H and Moyen J F. 2003. Secular changes in TTG composition: Comparison with modern adakites. EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR20-001.

Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F and Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1-24.

Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.

Munteanu M and Yao Y. 2007. The Gaojiacun intrusion: Rift- or subduction-related? Comment on "Revisiting the "Yanbian Terrane": Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China" by Li et al. (2006) [Precambrian Res. 151 (2006) 14-30]. *Precambrian Research*, 155: 324-327.

Naqvi S M and Rana Prathap J G. 2007. Geochemistry of adakites from Neoarchaean active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG. *Precambrian Research*, 156: 32-54.

Naqvi S M, Khan R M K, Manikyamba C V, Mohan M R and Khanna T C. 2006. Neoarchaean high-Mg basalts, boninites and adakites from the Kushtagi-Hungund greenstone belt of the Eastern Dharwar Craton (EDC): Implications for the tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 25-44.

Opiyo-Akech N, Tarney J and Hoshino M. 1999. Petrology and geochemistry of granites from the Archaean terrain north of Lake Victoria, western Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 263-300.

Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227-244.

Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984a. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984b. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Marginal Basin Geology. *Geological Society of London Special Publications*, 16: 77-94.

Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125.

Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. *Lithos*, 74: 131-148.

Rapp R P, Shimizu N, Norman M D and Applegate G S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160: 335-356.

Sajona F G, Bellon H, Maury R C, Pubellier M, Cotten J and Rangin C. 1994. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline and Nb-enriched lavas from Mindanao, Philippines. *Tectonophysics*, 237: 47-72.

Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotten J, Defant M J, Pubellier M and Rangin C. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Minda-

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

nao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1010.

Sajona F G, Maury R C, Pubellier M, Leterrier J, Bellon H and Cotton J. 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54: 173–206.

Samsonov A V, Bogina M M, Bibikova E V, Petrova A Y and Shchipansky A A. 2005. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*, 79: 83–106.

Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 115–125.

Steenfelt A, Garde A A and Moyen J F. 2005. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland. *Lithos*, 79: 207–228.

Stevenson R K, David J and Parent M. 2006. Crustal evolution of the western Minto Block, northern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 145: 229–242.

Tang J, Zheng Y F, Wu Y B, Gong B and Liu X M. 2007. Geochronology and geochemistry of metamorphic rocks in the Jiaobei terrane: Constraints on its tectonic affinity in the Sulu orogen. *Precambrian Research*, 152: 48–82.

Tian W, Liu S W, Liu C H, Yu S Q, Li Q G and Wang Y R. 2006. Zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of TTG rocks in Sushui Complex from Zhongtiao Mountains with its geological implications. *Progress in Natural Science*, 16: 492–500.

Wan Y S, Liu D Y, Song B, Wu J S, Yang C H, Zhang Z Q and Geng Y S. 2005. Geochemical and Nd isotopic compositions of 3.8 Ga meta-quartz dioritic and trondhjemitic rocks from the Anshan area and their geological significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 563–575.

Wang Q, Wyman D A, Zhao Z H, Xu J F, Bai Z H, Xiong X L, Dai T M, Li C F and Chu Z Y. 2007. Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt. *Chemical Geology*, 236: 42–64.

Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47: 119–144.

Wang Q, Zhao Z H, Bao Z W, Xu J F, Liu W, Li C F, Bai Z H and Xiong X L. 2004. Geochemistry and petrogenesis of the Tongshankou and Yinzu adakitic intrusive rocks and the associated porphyry copper-molybdenum mineralization in southeast Hubei, east China. *Resource Geology*, 54: 137–152.

Wang Z H, Wilde S A, Wang K Y and Yu L J. 2004. A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: Late Archean magmatism and crustal growth in the North China Craton. *Precambrian Research*, 131: 323–343.

Wen D R, Chung S L, Song B, Iizuka Y, Yang H J, Ji J Q, Liu D Y and Gallet S. 2008. Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 105: 1–11.

Whalen J B, McNicoll V J, Galley A G and Longstaffe F J. 2004. Tectonic and metallogenic importance of an Archean composite high- and low-Al tonalite suite, Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 132: 275–301.

Wyman D A, Ayer J A and Devaney J R. 2000. Niobium-enriched basalts from the Wabigoon subprovince, Canada: Evidence for adakitic metasomatism above an Archean subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 21–30.

Xiong X L, Adam J and Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339–359.

Xiong X L, Xia B, Xu J F and Niu H C. 2006. Na depletion in modern adakites via melt/rock reaction within the sub-arc mantle. *Chemical Geology*, 229: 273–292.

Ye M F, Li X H, Li W X, Liu Y and Li Z X. 2007. SHRIMP zircon U-Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. *Gondwana Research*, 12: 144–156.

Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Woerner G and Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409: 500–504.

Zhang C L, Li X H, Li Z X, Lu S N, Ye H M and Li H M. 2007. Neoproterozoic ultramafic-mafic-carbonatite complex and granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Precambrian Research*, 152: 149–169.

Zhao J H and Zhou M F. 2008. Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution. *Lithos*, 104: 231–248.

Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, Bai Z H and Mei H J. 2004.

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

A case study on porphyry Cu deposit related with adakitic quartz albite porphyry in Mosizaote, Western Tianshan, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 249–258.

Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, Xia X P, Zhao J H and Sun M. 2006a. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Research*, 144: 19–38.

Zhou M F, Yan D P, Wang C L, Qi L and Kennedy A. 2006b. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 286–300.

Zhou M F, Zhao J H, Xia X P, Sun W H and Yan D P. 2007. Comment on "Revisiting the "Yanbian Terrane": Implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China" [Li et al. (2006)]. *Precambrian Res*, 155: 153–157.

Characteristics and Implication of O-Type Adakite in China During Different Geological Periods

ZHANG Qi[1], JIN Weijun[1], XIONG Xiaolin[2], LI Chengdong[3] and WANG Yuanlong[1]

(1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China)

Abstract: The O-type adakite outcrops in China from the Archean to Mesozoic. The TTG of Archean in China is mostly of characteristics of the Himalaya-type granite, a few of them are adakite mainly formed by the melting of the low thicken crust. The adakites in China during late Proterozoic mostly distributes on the western and northern margin of the Yangtze plate; otherwise the adakites from the Palaeozoic mainly distributes in the Central Asia orogenic belt and Qiling-Qinlian-Kunlun orogenic belt. The O-type adakite in the Central Asia orogenic belt may be originated in the subduction plate during early Palaeozoic, and some of them may be formed during late Palaeozoic, which may relate to the plate collision. The O-type adakite in the Gangdese may be originated in an active continental margin during late Cretaceous period. The O-type adakite is of the most important implication due to the close relation to the gold and copper mineralizations. It is very difficult for the adakite, even O type adakite to be judged its tectonic environment. The O-type adakite with low potassium is proved that it originates from the basalt of the low potassium content, may originate in a subduction plate or the bottom of lower crust. However, the adakite with high $Mg^{\#}$ and various $Mg^{\#}$ contents will likely come from a plate subduction zone.

Keywords: O-type adakite; TTG; geochemistry; tectonic environment; mineralization

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