

关于火成岩常用图解的正确使用:讨论与建议

邓晋福¹⁾,刘翠¹⁾,冯艳芳²⁾,肖庆辉²⁾,狄永军¹⁾,苏尚国¹⁾,赵国春¹⁾,段培新¹⁾,戴蒙¹⁾

1) 中国地质大学(北京),北京,100083;2) 中国地质调查局发展研究中心,北京,100037

内容提要:本文讨论和评述火成岩常用图解,包括火成岩分类命名,岩石的化学参数与构造环境判别图解,原作者构建时的岩石学含义与随后文献中应用时的各种误解,或不同学者对相同参数的图解提出不同的划分和处理方案,或对同一个术语在不同参数图解中岩石学含义有不同的理解,以及数据处理中的正确与错误途径。进而讨论复杂的火成岩多元系统需要通过不同参数构建的多种图解的相互制约,才能较全面的描述火成岩的特征,提出火成岩常用图解的正确理解与使用,以及采用“统一平台”的某些建议,以利于区域岩石学的对比和研究。

关键词:火成岩分类命名; 岩石化学参数; 构造环境判别; 区域岩石学研究

火成岩常用的图解的正确使用十分重要,它涉及岩石的正确命名,从而直接影响火成岩组合的正确识别和厘定,岩浆起源和演化的讨论,以及区域构造环境的判断。由于历史的沿革和发展,同样参数的图解,不同的学者采用不同的边界数值,或者对某些参数的岩石学含义有不同的理解。由于英语与汉语在文字及其含义上存在某些差异,导致翻译过程中的困难,甚至带来对某些术语的错误理解,有时翻译过程中的一些疏忽与遗漏,失去了对原作者构建的图解的正确理解。随着研究工作的进展,早年的某些图解已过时,甚至是错误的,但有些作者仍在引用。或者,由于对原作者构建的图解的条件不甚了解而误用等等。由此,对于区域岩石学的对比和研究产生了困难,有时,相同火成岩的岩石名称,其实实际的岩石学定义不同,或者不同火成岩的岩石名称实为同样的岩石学定义,由此产生的学术争议实际上可能没有真正的意义。

本文只限于对火成岩常用图解的正确使用,进行讨论和提出相关的建议。文稿将主要对两个方面的有关常用图解的使用问题进行讨论:① 有关岩石分类命名的图解,② 有关岩石化学参数与构造环境的判别图解。希望通过讨论,取得共同语言,构筑统一平台,有助于区域火成岩的对比与研究,不当之

处敬请批评指正。由于篇幅所限,本文所讨论的均为大家熟悉的图解,故不再列出,请谅解。

1 有关岩石分类命名的图解

1.1 与实际矿物定量有关的侵入岩类分类方案 (Modal Classification)

国际地科联(IUGS)火成岩分类分委会推荐的火成岩分类方案,由 R. W. LeMaitre 主编已出版两次(Le Maitre, 1989, 2002),其中1989年(第一版)的分类方案已由王碧香等于1991年翻译成中文出版(王碧香, 1991)。对于 QAP(石英—碱性长石—斜长石)的侵入岩,包括花岗岩类以及辉长岩类和超镁铁岩的分类方案,1989年版与2002年版是相同的,因之,王碧香等翻译的中文版中有关侵入岩类分类方案仍可应用。

1.1.1 与 QAP 有关的花岗岩类分类方案:讨论

与国际地科联的分类方案相比较,国内某些 QAP 分类则与之有所不同,这样的分类有些仍沿用至今,其中,最主要的差异如下:

(1) 分类命名的实际矿物含量的标准不同,例如,戎嘉树等(1959),和莫柱孙、叶伯丹等(1980),对 $Q \geq 20\%$ 的花岗岩分类,所取的边界值,即 $100 \times P / (A + P)$ (称斜长石比率, Plagioclase ratio), 从 A

注:本文为国家自然科学基金委和中国科学院“板块构造与大陆动力学”学科发展战略项目,中国地质调查局项目“内蒙古东部—黑龙江西部燕山期火成岩特征及其成矿意义”(编号 12120114020901)、“内蒙古中东部—黑龙江中生代岩浆作用与金(银)铜(钼)矿成矿作用研究”(编号 1212011121075)、“侵入岩大地构造重大关键地质问题研究”(编号 中地调研合同[2014]第 169 号)、“全国侵入岩成矿地质背景研究”(编号 中地调研合同[2012]第 107 号)的成果。

收稿日期:2015-04-20;改回日期:2015-06-24。责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.04.002

作者简介:邓晋福,男,1935年生。教授,博士生导师。主要从事岩浆岩及岩石大地构造等方面研究。Email:liucui@cugb.edu.cn 转。

—P,分别为20、50、70、85;内蒙古自治区区域地质志(内蒙古自治区地质矿产局,1991),和安徽省区域地质志(安徽省地质矿产局,1987),分别为15、35、65、85;而国际地科联的分类方案(Le Maitre, 1989,2002;王碧香等,1991)则分别为10、35、65、90。另外,对于Q在5%~20%的区间来说,上述中文文献中只分出3个区,文献(广东省地质局南岭区域地质测量普查大队,1959;莫柱孙等,1980)的边界值(即斜长石比率)为40和70,而内蒙古自治区地质矿产局(1991)和安徽省地质矿产局(1987)则为35和65,国际地科联的方案则与 $Q \geq 20\%$ 的花岗岩类的分区相对应,分出5个区,边界值同样分别为10、35、65、90。这样,同一名称的花岗岩类,其真正的岩石学含义不同。

(2)广东省地质局南岭区域地质测量普查大队(1959)、莫柱孙等(1980)和内蒙古自治区地质矿产局(1991)将QAP分类中的A端元(碱性长石)用钾长石替代。

(3)相类似的岩石、名称不同,如斜长石比率为0~10者,国际地科联称碱长花岗岩,而上述国内分类(戎嘉树等,1959;莫柱孙等,1980;安徽省地质矿产局,1987;内蒙古自治区地质矿产局,1991)则称钾长花岗岩;国际地科联所称的正长花岗岩(syenogranite),上述国内分类或称花岗岩,教科书(邱家骧,1985)中则称钾长花岗岩。众所周知,QAP三角图解之A端元为碱性长石,不是钾长石,所以称钾长花岗岩不妥;Syenogranite是指与正长岩(Syenite)之斜长石比率相同的花岗岩,所以译为正长花岗岩是合理的,因为它不只是钾长石较多的花岗岩,而是碱性长石较多的花岗岩,称钾长花岗岩亦是不妥的。

(4)国际分类中的石英碱长正长岩和石英二长闪长岩/石英二长辉长岩,在上述文献(广东省地质局南岭区域地质测量普查大队,1959;莫柱孙等,1980;安徽省地质矿产局,1987;内蒙古自治区地质矿产局,1991)的分类中是没有的。

(5)国际分类中的英云闪长岩(Tonalite)(5区),是一个基本名称(root name),实际上,它包括了两个岩石名称,即Tonalite(英云闪长岩,希腊文代号 $\gamma\delta o$),指色率(colour index, M) > 10%者;和奥长花岗岩(Trondhjemite)以及苏联岩石学家所用Plagiogranite(斜长花岗岩),它们是浅色的(M < 10%)英云闪长岩,国内常用的代号为 γo 。另外,国际地科联的分类方案中特别指出, $\gamma\delta o$ 与 γo 的命

名与有无角闪石没有关系,国内的有些地质学家常常把含角闪石者定义为英云闪长岩,而把无角闪石,只有黑云母的,称为奥长花岗岩,或斜长花岗岩。

(6)季寿元(1981)则采用 $Q-A/(A+P)$ 直角坐标图对花岗岩类进行分类命名,其最大的区别是,对于 $A/(A+P)$ 等于35%和10%为边界值的花岗闪长岩和英云闪长岩区的Q最低值规定为15%,而不是国际分类(Le Maitre, 1989,2002;王碧香等,1991)和国内分类(戎嘉树等,1959;莫柱孙等,1980;邱家骧,1985;安徽省地质矿产局,1987;内蒙古自治区地质矿产局,1991)的Q最低值为20%;同时又以 $Q=25\%$ 为边界,对他的花岗闪长岩区划分为花岗闪长岩($Q < 25\%$)和富斜花岗岩($Q > 25\%$)两种具体岩石名称;对他的英云闪长岩区亦分为Q含量低的英云闪长岩和Q含量高的斜长花岗岩两种具体岩石名称。对于 $A/(A+P)=55\%$ 和90%和 $Q=20\%$ 为边界值的花岗岩类分别称为二长花岗岩,普通花岗岩,和钾长花岗岩,亦有别于国际和上述国内分类。这一分类被张德全和孙桂英(1988)、李兆鼎等(1997)和马丽芳等(2002)采用。

(7)中国科学院贵阳地球化学研究所(1979)和地矿部南岭花岗岩组(1989)的分类方案及其边界值均与国际分类(Le Maitre, 1989,2002)相同。对于区3a的岩石名称均称为钾长花岗岩,不同于国际分类的正长花岗岩;同时,与国内文献(戎嘉树等,1959;莫柱孙等,1980;安徽省地质矿产局,1987;内蒙古自治区地质矿产局,1991)亦有所不同,后者则把区2称为钾长花岗岩。这样对应于国际分类的两个岩石名称,即区2的碱长花岗岩和区3a的正长花岗岩,国内上述两种分类方案均称为钾长花岗岩。亦即,同一个岩石名称实际具有不同的岩石学含义。

(8)关于QAP分类图解中的A端元,国际分类中(Le Maitre, 1989,2002)表述为,A=碱性长石,包括正长石、微斜长石、条纹长石、歪长石和钠长石($An_0 \sim An_5$),P=斜长石($An_5 \sim An_{100}$)和方柱石,其中,对于归入A端元(即碱性长石端元)的钠长石为 $An_0 \sim An_5$,这与一般矿物学的分类(钠长石为 $An_0 \sim An_{10}$)是不同的,这一点十分重要。南岭项目花岗岩专题组(1989)与国际分类规定的相同,即 $An_0 \sim An_5$ 的钠长石进入A端元;但是,贵阳地球化学所(中国科学院贵阳地球化学研究所,1979)则把 An_{0-10} 的钠长石(亦即与矿物学的钠长石含义相同)归入A端元,而把 $An_{11} \sim An_{100}$ 的斜长石归于P(斜长石)端元。这样,必定带来一个可能的确定岩石名称的巨

大差异,即对于 An_{6-10} 之钠长石,按国际分类(Le Maitre, 1989, 2002)和南岭花岗岩组的分类(地矿部南岭项目花岗岩专题组, 1989),进入 P(斜长石端元),如果他的实际矿物含量中 $Q > 20\%$,斜长石比率(即 $P = 100 \times P / (P + A) > 90\%$,则称为英云闪长岩(区 5,基本名称,再据 $M > 10$ 或 $M < 10$ 进一步确定为英云闪长岩,还是奥长花岗岩);但是,据贵阳地化所的分类(中国科学院贵阳地球化学研究所, 1979),把 An_{6-10} 钠长石归入碱性长石(A)端元,则同等实际矿物含量时,斜长石比率 < 10 ,则称为碱长花岗岩;两个完全不同的岩石名称必然造成火成岩构造组合(Igneous Petrotectonic Assemblage)的截然差异,进而造成推断的构造环境和岩浆源区的截然差异,必然会产生“学术上”的巨大分歧,这种“分歧”实际上是虚假的,如果采用国际分类(Le Maitre, 1989, 2002)规定的统一平台,这种“学术分歧”必定会迎刃而解,而取得共同认识。

(9) 关于碱性花岗岩一词,国际分类(Le Maitre, 1989, 2002)中特别地强调,许多作者把位于碱长花岗岩区的岩石(即区 2),称为碱性花岗岩,然而国际分类(Le Maitre, 1989, 2002)推荐的术语碱性花岗岩一词的使用只限于那些含有碱性角闪石和(或)碱性辉石的岩石。同样,国内许多作者亦把区 2 的碱长花岗岩称为碱性花岗岩,或者中国科学院贵阳地球化学研究所(1979)把位于 QA 边线上的碱长花岗岩称为碱性花岗岩。但是,国际分类方案中(Le Maitre, 1989, 2002)只把过碱性花岗岩称为碱性花岗岩。

1.1.2 关于辉长岩类与超镁铁岩类的一些问题

(1) 关于辉长岩类(Gabbroic rocks)的分类命名,这里只讨论两个问题,一是所采用的定量矿物分类方案,二是关于角闪辉长岩与橄长岩的名称。

(a) 国际地科联的分类(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香, 1991)指出,辉长岩类包含 5 个主要矿物,它们是斜长石、斜方辉石、单斜辉石、橄榄石和角闪石。由此,根据暗色矿物种类的不同,构建了 3 个三角分类图解,即 Pl(斜长石)—Px(辉石)—Ol(橄榄石), Pl—Opx(斜方辉石)—Cpx(单斜辉石),和 Pl—Px—Hb(角闪石)三角分类图解。但是,国内有关的分类,例如内蒙古自治区区域地质志(内蒙古自治区地质矿产局, 1991),只有 Pl—Opx—Cpx 三角分类图解,因而缺失了常见的橄长岩(Troctolite, Pl + Ol),和角闪辉长岩(Hornblende gabbro, Pl + Hb, $Px < 5\%$)的名称。路凤香、桑隆康主编的岩石学(2002)

列出了 Pl—Py—Ol(对于辉石,国内常用 Py 代号表述,国外则有时用 Px 表述)和 Pl—Py—Hb 两个三角分类图解,缺失 Pl—Opx—Cpx 三角分类图解,桑隆康、马昌前主编的岩石学(桑隆康等, 2012)则列出了 3 个三角分类图解,但是在分章的岩类描述中。路凤香等(2002)和桑隆康等(2012)均认为,当 Ol 和 Hb 含量大于 5% 时,可作为前缀参加定名,亦就是说橄长岩(即橄榄辉长岩)和角闪辉长岩的 Ol 和 Hb 的含量为 $> 5\%$ 即可,这与国际分类(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香, 1991)的三角分类图解中 Ol 和 Hb 的含量要求是完全不同的。同样,在邱家骧(1985)主编的岩石学教材,规定当暗色矿物全部为 Ol 时,称为橄长岩,除单斜辉石外,还有一定量的角闪石,叫角闪辉长岩,这与国际分类中的含义是完全不同的。

(b) 角闪辉长岩与橄长岩是两个很重要的辉长岩类的具体名称。角闪辉长岩是含水的,它常见于洋俯冲的环境,由于俯冲洋壳板片(Oceanic Slab)的脱水作用,使上覆楔形地幔从无水条件转变为含水条件,从而可能诱发地幔橄长岩的局部熔融而产生含水的镁铁质岩浆,即辉长质岩浆。橄长岩则常常是与 Cu—Ni 矿形成有关的成矿侵入体岩石组合中的重要成员之一。

(2) 关于超镁铁岩类分类命名,这里只讨论国内常用的斜(或方)辉辉橄岩和斜(方)辉橄岩的名称问题。

超镁铁岩(Ultramafic rocks, $M > 90\%$)的分类,按国际地科联的方案(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香, 1991),是根据镁铁矿物(mafic minerals)的含量,它们主要是 Ol、Opx、Cpx、Hb,从而有两个三角分类图解,即 Ol—Opx—Cpx,和 Ol—Px—Hb 图解。国内常常只列出 Ol—Opx—Cpx 三角分类图解,缺失 Ol—Px—Hb 三角分类图解,例如内蒙古自治区区域地质志(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。

关于斜辉辉橄岩和斜辉橄岩的名称,在王希斌等(1987)《西藏蛇绿岩》一书中有系统和明确的定义阐述如下,“在超镁铁岩亚类的术语中,国内有两个传统已久的岩石名称,一个称斜辉辉橄岩;一个称斜辉(或方辉)橄岩。中文名称不尽合理,且极易混用。英文一律称为 Harzburgite。我国的这种划分方法有它可取之处,因为它反映了自然界实际存在的两种不同的斜辉橄岩成分,只是名称欠妥。前者(本文注:斜辉辉橄岩)通常指 Ol 含量在 75% ~ 95% 和 Opx 含量在 5% ~ 25% 的橄岩类。后者

(本文注:斜辉橄榄岩)一般指含 $Ol < 75\%$ 和 $Opx > 25\%$ 的橄榄岩类。这两个亚类在本区通常都含少量 ($< 5\%$) 单斜辉石,故在该区亚类之前有时冠以“含单辉”以资区别。这样的术语至今仍在沿用。例如,安徽省区域地质志(安徽省地质矿产局,1987)、张浩勇等编的西藏自治区在曲松县罗布莎铬铁矿床研究(1996)和中国地质调查局编中华人民共和国地质图(1:2500000)说明书(2004)在描述中文蛇绿岩套岩石组合的成员时均有用到。

关于斜辉辉橄榄岩和斜辉橄榄岩名称的最初来源,由于手头文献资料不足,暂时并不清楚,只查到了由蔡毅等译的早年苏联著名岩石学家查瓦里茨基的火成岩(1955)的中文本(1958)中,有明确的阐述如下:“辉石橄榄岩,……含斜方辉石的称作方辉橄榄岩(Саксонит,注:此为俄文)和斜方辉橄榄岩(Гарибуртит,注:此为俄文,译为英文时,为 Harzburgite);某些人认为方辉橄榄岩中的辉石是顽火辉石,而斜方辉橄榄岩中的辉石,则是古铜辉石。但是另外一些人认为,这两种岩石可以根据斜方辉石的相对数量来区分,方辉橄榄岩(注,即 Саксонит)中的斜方辉石多(达 $2/3$)”。由此,王希斌等(1987)所采用的斜辉(或方辉)橄榄岩和斜辉辉橄榄岩的定义大体上符合于查瓦里茨基阐述的两个认识中的后一个方案。同时,又查到1960年出版的苏联地质学词典(Криштофович,1960)和1957年出版的英—俄地质学词典(Софчано,1957),均把方辉橄榄岩(Саксонит)和斜辉辉橄榄岩(Гарибуртит)作为同义语,与英文的 Harzburgite(即我们常用的中文译名为方辉橄榄岩)对应,这样与王希斌等(1987)把斜辉橄榄岩与斜辉辉橄榄岩均对应于 Harzburgite 一词符合。另外,在英汉地质词典中(《英汉地质词典》编辑组,1983)以及俄文版的英—俄地质词典中(Софчано,1957)没有与俄文 Саксонит 对应的英文名词。

1.1.3 几点建议

(1)鉴于国际、国内的学术交流,以及区域火成岩的对比和研究工作,建议在采用实际矿物定量分类上,均按国际地科联建议的方案(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)进行,以便建立一个统一的平台。

(2)在应用国际地科联建议的分类方案(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)时,需强调的是,必须有真正的定量矿物统计数据,凡目估或半定量的数据均不能用于该分类方案命名。最近十几年来

新文献中公布的定量矿物数据愈来愈少,不少省局的岩矿鉴定室已被撤销。例如,王秉璋(2011)列出的一个 QAP 分类图解表明,十几个样品的定量矿物数据均投于英云闪长岩(区5)和花岗闪长岩(区4)内,并以英云闪长岩为主,因而是一个很好的 TTG(英云闪长岩、奥长花岗岩、花岗闪长岩)组合;但他又采用 $CaO-Na_2O-K_2O$ 三角图解(注,一般地采用 $Ca-Na-K$ 表述),表明此岩石组合不具奥长花岗岩演化趋势(即为由富 CaO → 富 Na_2O 的演化趋势),而具明显的富 K_2O 的钙碱性演化趋势,由此否定了 TTG 组合;可见所采用的不是真正的定量矿物数据,而可能是显微镜下的半定量,甚至是目估的数据。

(3)关于斜长花岗岩(Plagiogranite)一词,尽管文献(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)指出,可作为奥长花岗岩的同义语应用,但必须严格地按照作为英云闪长岩的浅色变种($M < 10$)来使用。Coleman 和 Peterman(1975)提出,洋斜长花岗岩(Oceanic Plagiogranite)一词在 QAP 分类图解中位于 QP 边线上,即无实际矿物钾长石的出现,为了与位于区5的岩石名称相区别,建议用洋斜长花岗岩的名称,这是一个很好的建议,在国外文献中也普遍地被采用,建议国内亦采用 Coleman 和 Peterman(1975)的建议。

1.2 关于 TAS 化学分类方案

1.2.1 TAS 火山岩分类方案

国际地科联火成岩类分委会推荐的 TAS(Total Alkali—Silica,总碱—硅,即 $[w(K_2O) + w(Na_2O)] - w(SiO_2)$ 分类,仅用于火山岩,相对第一版(Le Maitre,1989),第二版(Le Maitre,2002)有一些修改,这些结合下面的讨论进行叙述。

(1)关于火山岩的 TAS 分类,除国际地科联的方案(Le Maitre,1989,2002)以外,还有许多与之不同的方案。例如 Cox 等(1979)的方案被 Wilson(1989)《火成岩成因学》一书所采用。在国内有重要影响的其它方案,主要是国内的王德滋等(1982),邱家骧(1982a,b)和李兆鼎等(1984) TAS 分类方案。由邱家骧、林景任主编的岩石化学一书(1991)中进行了论述和讨论,这些方案现今国内仍有较广泛的使用。许多作者都采用 $[w(K_2O) + w(Na_2O)] - w(SiO_2)$ 两个参数的直角坐标系对火山岩进行分类表明,在分类采用的参数上已达成共识。但是,Cox 等(1989)和国内学者(1991)所采用的识别各类岩石边界则不相同,火山岩的名称亦有

差异,岩石命名的操作步骤亦有差异等。这样,在大区域尺度上,对火山岩进行对比和研究造成了许多不便。我们建议,采用国际地科联分类的第二版(Le Maitre, 2002)作为一个统一的平台,建立一个对火山岩 TAS 分类的共同语言,利于区域地质填图、编图和教学与科研工作的更好开展。

(2)对化学数据的处理上,国际地科联分类方案(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香等, 1991)首先要求,去掉 H_2O 和 CO_2 , 或烧失量以后,其余的主元素氧化物分析数据必须重新换算成 100%, 才能在 TAS 图上进行投影,识别火山岩的岩类。另外,现今的主元素氧化物分析大多数采用物理学方法(荧光光谱法, XRF), 而不是过去的湿化学分析方法,前者无法区分 $w(Fe_2O_3)$ 与 $w(FeO)$, 而以 $w(TFe_2O_3)$ (即总 Fe) 表达,后者则可以区分 $w(Fe_2O_3)$ 与 $w(FeO)$ 。在国内,由于现今很少有湿法化学分析实验室,大多已被荧光光谱法取代。但是,相当多的地质学者仍希望能获得 $w(Fe_2O_3)$ 和 $w(FeO)$ 两项分别的数据,因此,除荧光光谱分析法之外,又独立地用湿法化学分析法分析 $w(FeO)$ 单项的数据,问题出在,有的实验室给出的数据中,把 $w(TFe_2O_3)$ 和 $w(FeO)$ 放在一起,提交分析报告,而没有将湿法化学分析所得的 $w(FeO)$ 从荧光光谱分析所得的 $w(TFe_2O_3)$ (总 Fe) 中减掉,而获得真正的 $w(Fe_2O_3)$ 含量。现今国内(包括国内作者发表的英文文章在内)所见的相当一部分大学生、硕士、博士研究生、博士后研究报告、区域地质调查报告及各类科研报告和论文中,没有按照上述操作步骤对原始分析数据进行处理,常常不是采用去除 $w(H_2O)$ 、 $w(CO_2)$ 或烧失量之后,亦不对物理学方法获得的总铁 $w(TFe_2O_3)$ 去掉湿法化学分析获得的 $w(FeO)$ 单项数据后得到的 $w(Fe_2O_3)$ 和 $w(FeO)$ 数据,而直接采用实验室提交的报告中原始数据进行 TAS 火山岩分类命名,从而造成识别的火山岩名称的错误。这方面的问题希望能引起大家的注意。

(3)基本名称(root name)以及基本名称确定后进一步分类获得的具体名称,后者 Le Bas(国际地科联火成岩分类委员会主席)等(1986)称为 sub-root name(sub 词头在此可译为再分),国际地科联分类方案(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香等, 1991)则用 subdivision of the root name(基本名称的进一步划分)。

(a)TAS 分类中 B 区,基本名称(root name)为玄武岩(basalt),进一步则按 SiO_2 饱和度划分为碱

性玄武岩(alkali basalt)和亚碱性玄武岩(subalkali basalt)。为此,必须进行 CIPW norm 计算,凡出现霞石标准矿物(ne-norm)者称为碱性玄武岩,无 ne-norm 者称为亚碱性玄武岩。正如上述所说,由于现今主元素分析绝大多数采用荧光光谱分析法,只能获得总 Fe,无法获得 $w(Fe_2O_3)$ 和 $w(FeO)$ 的数值。因此,在 CIPW norm 计算过程中必须采用 Le Maitre(1976)规定的公式,即通过计算氧化率(OX, Oxidation ratio, $OX = \frac{w(FeO)}{w(FeO) + w(Fe_2O_3)}$)来获得 FeO 、 Fe_2O_3 数值。对火山岩来说, $OX = 0.93 - 0.0042 w(SiO_2) - 0.022 [w(Na_2O) + w(K_2O)]$; 对侵入岩来说, $OX = 0.88 - 0.0016 w(SiO_2) - 0.027 [w(Na_2O) + w(K_2O)]$; 在获得 OX 之后采用

$$OX = \frac{w(FeO)}{w(FeO) + w(Fe_2O_3)}$$

$$w(TFe_2O_3) = w(Fe_2O_3) + [w(FeO) \div 0.899]$$

最后的 [] 项代表将 FeO 的质量百分比换算为 Fe_2O_3 质量百分比。

联合上述两个方程式,可求解出 $w(Fe_2O_3)$ 和 $w(FeO)$ 。然后再进行 CIPW norm 计算。

(b)国际地科联的火山岩 TAS 分类对于 B 区(玄武岩), O1 区(玄武安山岩), O2 区(安山岩), O3(英安岩)和 R 区(流纹岩)的进一步划分(subdivision):基本名称可用低钾、中钾和高钾术语(terms)加以限定(qualified),即用 Peccerillo 和 Taylor(1976)的 $w(SiO_2) - w(K_2O)$ 图来标定。并特别强调了,高钾(high-K)与钾质(Potassic)不是同义语,因为高钾岩石可以是 $w(Na_2O) > w(K_2O)$ 。

需要指出的是,Le Bas 等(1986)代表国际地科联发表的火山岩 TAS 分类方案中是没有规定 $w(SiO_2) - w(K_2O)$ 关系(Peccerillo and Taylor, 1976)来对 B、O1、O2、O3 和 R 区基本名称作进一步的划分(subdivision)的,但是最终出版的分类方案(Le Maitre, 1989, 2002)中均阐述了这一个进一步划分的限定,可见这个限定的重要性。

另外,国际地科联第一版(Le Maitre, 1989; 王碧香等, 1991)方案中,与 Peccerillo 和 Taylor(1976)的 $w(SiO_2) - w(K_2O)$ 原图不同的有三点,一是玄武岩与玄武安山岩的 $w(SiO_2)$ 的分界值用 57% 代替原图的 56%; 二是把英安岩和流纹岩放在一个区来处理,而不是用原图的 $w(SiO_2) = 70%$ 把英安岩和流纹岩分为两个区来处理的; 三是未引入钾玄岩系列(shoshonite series)的限定。而国际地科联第二版

(Le Maitre, 2002) 方案中, 对第一版方案又作了调整, 即第一版中玄武岩(B区) $w(\text{SiO}_2)$ 的最低边界值取 48% (与原图 (Peccerillo A & Taylor, 1976) 保持一致), 而第二版中则调整为 45%, 这样, B 区的 $w(\text{SiO}_2)$ 范围就与 TAS 图的规定完全符合了。这样, 我们建议, 均以国际地科联第二版 (Le Maitre, 2002) 的方案为准, 以取得共同语言, 利于国内外学术交流与区域对比研究。

还有, 在本小节(1.2.1)之(1)中叙述的其它作者(邱家骧等, 1991), 包括国内学者和岩石学教材(邱家骧等, 1991; 路凤香等, 2002; 桑隆康等, 2012) 的火山岩 TAS 分类方案中均无上述采用 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 关系作为进一步限定的要求的, 这是值得我们在今后对火山岩 TAS 分类中关注的重要一点。

最后, 请大家注意, 为什么国际地科联第一、第二版 (Le Maitre, 1989; 2002) 方案中把英安岩(O3) 和流纹岩(R) 区并入一个区, 这是因为国际地科联的 TAS 分类方案中, O3 和 R 区的 $w(\text{SiO}_2)$ 分界值不是一条垂直线, 而是一条斜线, 即随 $w(\text{SiO}_2)$ 的变化, 分界线的 $w(\text{K}_2\text{O})$ 是不同的值, 而原作者 (Peccerillo & Taylor, 1976) 的图是条垂直线。

其它与 TAS 分类无关的 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图的正确理解和误用问题, 我们将在化学参数讨论的部分展开。

(c) 国际地科联的火山岩 TAS 分类, 对于 R 区(流纹岩区), T 区(粗面岩区) 和 Ph 区(响岩区) 的进一步划分是依据过碱性指数(peralkaline index), 即 $[n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})] / n(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 大于或小于 1 来确定。具体步骤如下:

对于 R 区(流纹岩区) 和 Ph 区(响岩区) 过碱性指数 > 1 者, 称为过碱性流纹岩和过碱性响岩, 后者在第一版中 (Le Maitre, 1989) 未表述, 而在国际地科联分类方案的第二版 (Le Maitre, 2002) 中补充表述的。

对于 T 区(粗面岩区), 包括了两个基本名称(two root name), 它们以 $100 \times Q / (Q + \text{An} + \text{Ab} + \text{Or})$ (CIPW-norm) 参数来鉴别, 此参数 $< 20\%$ 者为粗面岩(trachyte), 此参数 $> 20\%$ 者为粗面英安岩(trachydacite)。尽管在 TAS 分类中已明确标出在 T 区有这两个基本名称, 但是已有文献中, 大多数均未按此规定进行基本名称的确定, 这是需要今后研究中给以关注的。只有在经过上述步骤后确定的粗面岩, 再根据过碱性指数, 当它 > 1 时, 才可称为过碱性粗面岩。

另外, 在确认过碱性流纹岩和过碱性粗面岩之后, 按 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 大于或小于 $1.33w(\text{TFeO}) + 4.4\%$, 对过碱性岩石作更进一步划分, 其中 TFeO 是指以 FeO 表述的总铁(请注意: 我们前面写的 TFe_2O_3 , 是指以 Fe_2O_3 表达的总铁, 文献中这两种表述方法均可见到)。在国际地科联分类方案的第一版 (Le Maitre, 1989) 中 Fig. B. 16, 和国际地科联分类方案的第二版 (Le Maitre, 2002) 中 Fig. 2. 18, 和王碧香等 (1991) 《火成岩分类及术语词典》中的图 B. 16 均表述了以 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为纵坐标和以 $w(\text{TFeO})$ 为横坐标的判别图解, 其分界线的数学方程, 即 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 1.33w(\text{TFeO}) + 4.4\%$, 位于该坐标系统中分界线上方的过碱性岩石称为钠闪碱流质粗面岩 (comenditic trachyte), 和钠闪碱流质流纹岩 (comenditic rhyolite) (= 钠闪碱流岩, comendite), 而位于分界线下方的则称碱流质粗面岩 (pantelleritic trachyte) 和碱流质流纹岩 (pantelleritic rhyolite) (= 碱流岩, pantellerite)。同样, 已有的文献中常常没有按上述规定来分类命名。

(d) 国际地科联的火山岩 TAS 分类, 对于 S1 区(粗面玄武岩区), S2 区(玄武质粗面安山岩区), 和 S3 区(粗面安山岩区) 来说, 每个区均有两个基本名称, 而不是一个基本名称, 它们均按 $w(\text{Na}_2\text{O}) - 2\%$ 大于或小于 $w(\text{K}_2\text{O})$ 来区分“钠质”(sodic, 大于时) 和“钾质”(potassic, 小于时)。按此公式, 粗面玄武岩区(S1 区) 有两个基本名称。钠质的夏威夷岩 (Hawaiiite), 和钾质的钾质粗面玄武岩 (potassic trachybasalt); 玄武质粗面安山岩区(S2 区) 的两个基本名称为: 钠质的橄榄粗安岩 (Mugearite) 和钾质的橄榄玄武粗安岩 (Shoshonite, 文献中有时译为钾玄岩); 粗面安山岩区(或粗安岩区, S3 区) 的两个基本名称为钠质的歪长粗安岩 (benmoreite) 和钾质的安粗岩 (latite); 需要说明两点, 第一, 中文译名主要采用王碧香等 (1991) 提出的名称, 除 S3 区的钠质歪长粗面岩改译为歪长粗安岩之外, 因为歪长粗面岩的译名与 T 区的粗面岩相混淆。第二, 3 个 S 区的钠质系列英文名称, 采用的是夏威夷洋岛的火山岩名称, 而钾质系列的英文名称, 则采用美国黄石公园造山火山岩的名称。关于钠质和钾质系列的名称, 在国际地科联火山岩 TAS 分类 (Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香等, 1991) 的图解的下面还专门有一个表格详细列出, 但是, 相当多的文献中均没有按此规定对于 3 个 S 区的火山岩类, 按钠质和钾质再鉴别属于两个基本名称中的哪一个, 后者才是具体的火

山岩的名称。同时在S区内区分钠质和钾质系列是很重要的一件工作,因为早年的岩石学研究已确定了这种分类关系,例如Rittmann提出组合指数(σ) (suite index)

($\sigma = [100w(K_2O) + 100w(Na_2O)]^2 / [100w(SiO_2)] - 43$) 概念时,就明确指出,当 $\sigma > 4$, $w(Na_2O) > w(K_2O)$ 时,为大西洋岩套,钠质; $w(Na_2O) < w(K_2O)$ 时,为地中海岩套,钾质;钠质和钾质大体上分别对应于裂谷和造山带环境,尽管Rittmann(邓晋福等,2004)所用的 $w(Na_2O)$ 和 $w(K_2O)$ 的相对含量的标志与现今国际地科联的不完全相同。又例如,Cox(1979)的火山岩TAS分类方案中,亦专门列表表达钾质(Potassic)与正常(Normal)系列的不同的火山岩名称。

(e) 国际地科联火山岩TAS分类,对于U1区(碱玄岩,和碧玄岩区)亦有两个基本名称,它必须通过计算CIPW norm的步骤,当 $Ol(norm) > 10\%$ 时,称碧玄岩(basanite), $Ol(norm) < 10\%$ 时,则称碱玄岩(tephrite)。

上面只是对常见的火山岩的分类命名进行了讨论,其它的请参见文献(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991);另外,关于高镁(High-Mg)火山岩类将在后面特殊岩类章节中再展开。

1.2.2 TAS 侵入岩分类方案

1.2.2.1 Middlemost 侵入岩 TAS 分类

国际地科联的分类方案(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)强调,火成岩的分类应以定量矿物作为基础,所以,侵入岩类无TAS分类(这是化学分类方案)。但是,Middlemost(1994)对此提出了质疑,系统地分析和讨论了岩相学定量矿物统计存在的5个方面的问题:(a)矿物颗粒的过大过小;(b)复杂的结构;(c)巨晶的存在;(d)同质异像(heteromorphism);(e)许多地球科学家不情愿进行定量矿物统计工作,从而提出了侵入岩的TAS分类方案。

在Middlemost(1994)文中,引述了Chayes(1956)在对岩相学定量分析进行统计学评价(statistical appraisal)时指出,对于包括所有颗粒大小和结构在内的火成岩进行定量矿物统计工作是做不到的。在现代进入成因和演化研究时,粗粒的岩石以及常见的嵌晶包含结构常会偏离定量的岩相学实际矿物分析所给出的趋势(trend)。因为它要求非常精确的、乏味的定量统计工作。同一个岩石中,颗粒大小的极大差别,例如,具有矿物隙间物质

(mesostases),它常常是岩浆结晶过程中最后的充填物,颗粒的细小使之难以进行精确的定量统计。同质异像问题,Tuttle和Bowen等(1958)发现,典型的侵入岩可以有相似的化学组成,但有不同的实际矿物组成,这种类型的同质异像常常可在经历不同的冷却历史的岩石中见到。例如,温度高于固溶体分解曲线的花岗岩(hypersolvus granite)大多数的Na和K分布于碱性长石中,这种岩石具碱性长石花岗岩的实际矿物组成;但是,同样组成的花岗岩,如果是低于固溶体分解曲线温度的花岗岩(subsolvus granite)中,Na则大部分与Ca结合形成斜长石,而大部分的K则集中于黑云母中,由此,这种岩石变为花岗闪长质的实际矿物组成。又例如,安山岩与闪长岩是另一对同质异像的实例,它们经常具有相同的化学组成,但有完全不同的暗色矿物。在高温条件下,快速冷却的安山岩典型的含有辉石,而在深成相的闪长岩总是会有角闪石和(或)黑云母,闪长岩倾向于含有石英,而与闪长岩相同数量的过剩 SiO_2 则常常隐藏于安山岩的隙间充填物(mesostases)中。Streckeisen和Le Maitre(1979)、Tuttle and Bowen等(1958)试图解决同质异像问题,他们的结论是,同质异像问题总是遗留下来的火成岩实际矿物分类中一个难以克服的问题。

Middlemost侵入岩TAS分类(1994)中的岩石类型分界线与关键点的坐标与国际地科联火山岩TAS分类(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)中的是一样的,这样,在实际运用中非常方便,并可直接与火山岩等同物进行对比。近年来,已逐渐地被更多国内外地质学家运用。需要说明的一点是 $w(SiO_2)$ 介于41%与45%之间的岩石,英文名称为Peridotgabbro,它相当于火山岩TAS分类方案中同一个位置(标以Pc)(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)的Picrobasalt,文献中常把Peridotgabbro译为橄榄辉长岩,由于橄榄一词中文含义可理解为橄榄石(olivine)或橄榄岩(peridotite)之“橄榄”,只是英文写法和含义则完全不同,因此,建议译为橄榄岩质辉长岩为好。因为,橄榄辉长岩亦可理解为olivine gabbro,olivine gabbro相当于火山岩TAS分类中的B区(basalt),在侵入岩Pl—Px—Ol三角分类图(Le Maitre,1989,2002;王碧香等,1991)中有olivine gabbro的岩石名称,它应不要与Peridotgabbro岩石名称相混淆。

1.2.2.2 其它的侵入岩化学分类

(1) Cox(1979)侵入岩的TAS分类,同火山岩

TAS 分类一样,被 Wilson(1989)所采用。不同侵入岩分类边界值以及边界值相交的关键点与现今广泛使用的 Middlemost(1994)(见 1.2.2.1 节)提出的 TAS 分类不同。Rollison(1993)的评述认为这是最初的侵入岩 TAS 分类,其边界值大部分基于 Cox 等(1979)早年设计的火山岩的 TAS 分类,它与现今国际地科联提出的火山岩 TAS 分类方案(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香等,1991)是不一致的,因此建议不要采用。正如上面讨论的, Middlemost(1994)的侵入岩 TAS 分类则与国际地科联提出的火山岩 TAS 分类相同。

另外,在 Cox 等侵入岩 TAS 分类中,在花岗岩区又分出了碱性花岗岩区,它位于 TAS 图中引入的划分碱性和亚碱性系列曲线的上方,该曲线下方则称为花岗岩。正如我们在前面讨论中指出的,国际地科联的火山岩 TAS 分类的流纹岩区(R 区)(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香等,1991)必须借助于过碱性指数 $\{[n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})]/n(\text{Al}_2\text{O}_3)\}$ [参见前面 1.2.1 节之(3)(c)],(关于过碱性指数之岩相学含义,我们将在讨论化学参数章节再展开)来区分,在 TAS 图上是无法区分的,这亦就是国际地科联分类中强调的,对于岩类学来说,碱性花岗岩只严格地限于过碱性花岗岩类来运用。因此 Cox 的 TAS 分类中的碱性花岗岩实为碱性系列的花岗岩,它与岩类学的碱性花岗岩实为两个完全不同的概念和定义(有关这方面的详细讨论我们将在讨论化学参数章节时再展开),这亦是现今不少文献中混淆的地方,请关注!

(2) Roche 等(1980)的 $R1-R2$ 参数的侵入岩分类(Rollison, 1993)。 $R1$ 和 $R2$ 为离子比例(Cation proportions),用毫离子(毫为千分之一, 10^{-3})来表达(expressed as millications),具体计算过程请参见 Rollison(1993),

$$R1 = 4n(\text{Si}) - 11[n(\text{Na}) + n(\text{K})] - 2[n(\text{Fe}) + n(\text{Ti})],$$

为横坐标;

$$R2 = 6n(\text{Ca}) + 2n(\text{Mg}) + n(\text{Al}),$$

为纵坐标。这一分类方案,在现今文献中仍见使用。Rollison(1993)对此方案进行了否定的评述,认为该分类方案的问题是难以理解和难以运用。因为 $R1$ 和 $R2$ 参数没有直接的含义,使之难以理解,岩石边界曲线使之难以再制作(to reproduce)。

另外,在 $R1-R2$ 分类图中,有英云闪长岩(Tonalite)区,位于花岗闪长岩区与闪长岩—二长闪

长岩区之间。我们认为,这是不合理的,因为, $R1$ 参数中,把 Na 与 K 放在一起了,大体上相当于把花岗岩中钠长石和钾长石放在一起了,这样与 TAS 图解一样,是识别不出英云闪长岩的。正如侵入岩 TAS 分类图解中无英云闪长岩的位置是一样的,详见关于 TTG 讨论章节。

由上,我们建议,对侵入岩类来说, TAS 分类采用 Middlemost(1994)为好。

1.3 其它重要的常见火成岩分类

其它重要的常见火成岩类,指无法进入上述定量矿物分类(见 1.1)和 TAS 分类(见 1.2)的火成岩,下面只讨论:①高镁火成岩类;②英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩类;③有关 S 型和 A 型花岗岩类;④超 K 质火成岩类。

1.3.1 高镁火成岩类

(1)国际地科联的火山岩除 TAS 分类方案(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香, 1991)外,还列出了对高镁火山岩的分类方案,同样,与 Middlemost(1994)把侵入岩 TAS 分类(1994)与火山岩 TAS 分类(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香, 1991)对应一样,我们把高镁火山岩的分类(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香, 1991)扩展到对应的侵入岩中,因之标题称为高镁火成岩类。

(2)国际地科联特别强调,在进入火山岩 TAS 分类之前,首先,必须识别高镁火山岩类,这类岩石不能采用 TAS 分类来定名,要采用其他参数来命名。同时还必须指出,国际地科联第一版方案(Le Maitre, 1989;王碧香等, 1991)公布之后,又经上世纪 90 年代后期至少 3 年的分委会的进一步讨论进行修改。2000 年该委员会主席 Le Bas 代表分委会又重新发表文章公布了新的分类方案(Le Bas, 2000),然后 2002 年进入国际地科联(IUGS)的第二版方案中(Le Maitre, 2002)。新的分类方案(Le Maitre, 2002;王碧香等, 1991)与老的分类方案(Le Maitre, 1989;王碧香等, 1991)相比,许多参数值有重大改变。因此必须给予关注,建议应按第二版方案执行。之所以这样的强调,是因为国内最新的岩石学教材(路凤香等, 2002;桑隆康等, 2012)采用的仍是国际地科联的第一版(Le Maitre, 1989)方案。

(3)高镁火山岩类包括苦橄岩(Picrite),科马提岩(Komatiite),麦美奇岩(Meimechite),和高镁安山岩(boninite),它们的识别标志如下:

(a) $w(\text{SiO}_2) > 52\%$, $w(\text{MgO}) > 8\%$ 和 $w(\text{TiO}_2) < 0.5\%$, 称高镁安山岩(对应的侵入岩可称为高镁闪

长岩)。新版,即文献(Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000),规定 $w(\text{SiO}_2) > 52\%$,以取代旧版文献(Le Maitre, 1989)中的 $w(\text{SiO}_2) > 53\%$,这一修改就与TAS分类中的玄武岩与玄武安山岩的边界值, $w(\text{SiO}_2) = 52\%$ 相一致了; $w(\text{MgO})$ 和 $w(\text{TiO}_2)$ 之规定则相同。

(b) $30\% < w(\text{SiO}_2) < 52\%$, $w(\text{MgO}) > 12\%$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O}) < 3\%$, 称为苦橄岩(picrite)。按Middlemost(1994),与苦橄岩相对应的侵入岩称橄榄岩(Peridotite)。新版(Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000)规定的 $w(\text{SiO}_2) < 52\%$,取代旧版的 $< 53\%$ (Le Maitre, 1989); $w(\text{MgO}) > 12\%$ (Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000)取代旧版的 $w(\text{MgO}) > 18\%$ (Le Maitre, 1989); $[w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O})] < 3\%$ (Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000)取代旧版的 $[w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O})] < 2\%$ (Le Maitre, 1989)。

(c) $30\% < w(\text{SiO}_2) < 52\%$, $w(\text{MgO}) > 18\%$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O}) < 2\%$, 在上述条件下,当 $w(\text{TiO}_2) < 1\%$ 时,称科马提岩(Komatiite);当 $w(\text{TiO}_2) > 1\%$ 时,称麦美奇岩(Meimechite)。新版 $w(\text{SiO}_2) < 52\%$ (Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000)取代旧版的 $w(\text{SiO}_2) < 53\%$ (Le Maitre, 1989; 王碧香, 1991); $[w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O})] < 2\%$ (Le Maitre, 2002; Le Bas, 2000)取代旧版的 $[w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O})] < 1\%$ (Le Maitre, 1989; 王碧香等, 1991)。新版与旧版对 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 的规定则相同。

现今,国内外文献中对于高镁安山岩类的定义,不同作者有不同的认识和使用,我们将在后面再进行讨论。

1.3.2 英云闪长岩—奥长花岗岩—

花岗闪长岩组合(TTG组合或岩套)

1.3.2.1 O' Connor An—Ab—Or norm

(标准矿物)分类

(1) CIPW-norm分类(O' Connor, 1965)实质上是一种化学分类。Jahn等(1981)采用这一分类,并首先提出用TTG岩套(suite)术语来表述花岗岩类中富Na(Na-rich)的一种岩类,不同于高K的真正花岗岩类(true granite)。O' Connor(1965)的分类指出,此分类限于含 $> 10\%$ 的石英(标准矿物,或实际矿物)的花岗质岩石,由此可以看出,该分类中的TTG岩类亦包括QAP实际矿物分类(Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香, 1991)的部分($> 10\%$ 石英)的石英闪长岩在内。

(2)实际操作过程中,要先用去掉挥发分的干

条件的 w (氧化物)进行Middlemost(1994)的TAS分类,选取其中位于闪长岩/花岗闪长岩/花岗岩区内的样品,进行CIPW-norm计算(并用前面讨论的通过计算氧化率(OX)(Le Maitre, 1976)的程序),最后选取 $Qz\text{-norm} \geq 10\%$ 的样品,并把An、Ab、Or计算为100%时的数值,在O' Connor An—Ab—Or三角分类图投影,获得具体的岩石名称,实例可参见冯艳芳等(2011, 2013)。

(3) O' Connor An—Ab—Or norm分类,不仅在对前寒武纪,亦对显生宙花岗岩类的研究中被广泛采用,是识别TTG岩类的一种简便和合理的分类方案,最近Rollison(1993)和冯艳芳等(2011)对此进行了较为详细的评述,可供参考。需要指出的是,TAS分类方案中是无法鉴别TT的(Tonalite—英云闪长岩和Trondhjemite—奥长花岗岩),其原因在于TAS分类图的纵坐标,把 Na_2O 和 K_2O 放在一起,作为alk表述的,正如我们上面讨论指出的,TTG是富Na的花岗岩类,它与另一类高K的真正花岗岩类形成鲜明对照,在O' Connor图上,则是Na和K(分别以An—Ab和Or端元表述)分开的,才能真正从花岗质岩石中识别出TT岩石来。

1.3.2.2 其它的有关TTG的化学分类方案

(1) Streckeisen & Le Maitre (1979)的 Q' —ANOR norm分类(Streckeisen & Le Maitre, 1979)。该分类的纵坐标为 $Q' = Q/(Q + Or + Ab + An)$,横坐标为 $ANOR = 100 \times An/(Or + An)$,这一分类在国内一直被广泛使用。Rollison(1993)评述时指出:“遗憾的是,这个分类图不是很好应用,因为原作者(Streckeisen & Le Maitre, 1979)显示,不少不同的岩石类型投影后发现,不同的岩类之间有不少重叠的现象,特别是英云闪长岩,故而,未被广泛使用”。例如,对于花岗岩类来说,用QAP定量矿物分类已确定的英云闪长岩,投影到 Q' —ANOR norm分类图上时,其正确率只有约50%(文献(Streckeisen & Le Maitre, 1979), P179),或者正确地说只有47.8%(Streckeisen & Le Maitre, 1979, P181, 表5)。其真正原因在于,ANOR坐标只进入了An,而把Ab排除在Pl矿物之外了。

(2) Roche等(1980) $R1$ — $R2$ 参数的侵入岩分类方案中有英云闪长岩的位置,Rollison(1993)已进行了否定的评价,见前面的讨论,不再重复。

1.3.3 关于特征矿物在识别I型/S型/A型

花岗岩成因类型中的重要意义

(1)文献中常常把过铝指数 A/CNK

$$A/CNK = \frac{n(\text{Al}_2\text{O}_3)}{n(\text{CaO}) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})}$$

或 CIPW-norm 中出现刚玉-norm 时,作为识别 S 型花岗岩的唯一标志,这是一个误解。因为,S 型花岗岩,均为 $A/CNK > 1$ (或 1.1),但 $A/CNK > 1$ (或 1.1) 者或出现刚玉-norm 者不一定是 S 型花岗岩。例如,TTG 是典型的 I 型花岗岩,但有些 TTG 岩类的 $A/CNK > 1$ (或 1.1),或者出现刚玉-norm。例如,Maniar & Piccoli (1989), Lan et al (1996, 1997), Chen 等 (2004), 冯艳芳等 (2013) 指出,TTG 组合的 A/CNK 可以 > 1 (或者 1.1); 以及高温高压实验获得的 TTG 组合的刚玉-norm 可高达 7.9 (Helz, 1976)。S 型花岗岩的特征矿物是白云母、堇青石、石榴子石 (参见邓晋福等, 2004)。

(2) 角闪石,辉石则是 I 型花岗岩的典型矿物。对于黑云母来说,镁质黑云母、铁质黑云母和铁黑云母则分别是 I 型、S 型和 A 型花岗岩的典型矿物。

(3) 碱性暗色矿物则是过碱性 (真正的碱性) 花岗岩的典型矿物。

(4) 黄玉则是 S 型花岗岩发育地区的后造山 A 型花岗岩的典型矿物 (Pitcher, 1993)。

1.3.4 超钾质火成岩

按 Foley 等 (1978), 超钾质 (Ultrapotassic) 火成岩定义为 $w(\text{K}_2\text{O}) > 3\%$, $w(\text{MgO}) > 3\%$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) > 2$ 。

这类岩石是很重要的一类特殊岩类,常常发育于陆—陆碰撞造山阶段 (Mo et al., 2006, 莫宣学等, 2009)。

1.3.5 关于高镁安山岩类 (HMA) 和 镁安山岩类 (MA)

1.3.5.1 关于高镁安山岩类 (HMA)

关于该部分内容我们在邓晋福等 (2010, 2015) 里已有详细的论述,但为了本篇文章的完整性,在此仍详细说明。

(1) 众所周知,高镁安山岩或 Sanukite (赞岐岩) 的经典产地是日本 Setouchi 火山带 (Tatsumi & Ishizaka, 1982a, b), 玻安岩 (boninite) 的经典产地是日本的 Bonin 岛 (Taylor et al., 1994)。Shirey & Hanson 把类似 Setouchi 火山岩带的赞岐岩 (Sanukite) 的太古代二长闪长岩和粗面安山岩称为 Sanukitoid (赞岐岩类或类赞岐岩) (Shirey & Hanson, 1984; 张旗等, 2004; 邓晋福, 2010)。Jenner (1981) 和 Tatsumi 等 (1982a, b) 把上述不同的岩石名称统称为高镁安山岩类 (HMA), 下面的讨论我们均用

HMA 的名称 (亦包括对应的侵入岩, 高镁闪长岩类在内) 代表该岩类多种具体的岩石名称 (邓晋福, 2010)。

(2) 国内外文献中,关于高镁安山岩的化学参数,主要为 $w(\text{MgO})$ 和 $\text{Mg}^\#$

$$\text{Mg}^\# = \frac{n(\text{Mg})}{n(\text{Mg}) + n(\text{TFe})}$$

或 $w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})$ (全铁) 比值 2 个参数,不同作者采用的数值则有差异 (见表 1)。

表 1 不同作者定义的 HMA (邓晋福等, 2015)

Table 1 The HMA to be defined by several geologists

| | $w(\text{MgO})$ (%) | $\text{Mg}^\#$ | $\frac{w(\text{TFeO})}{w(\text{MgO})}$ | 文献 |
|----|------------------------|----------------|--|----------------------------------|
| 1 | >8 | | | Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香, 1991 |
| 2 | >6 | | | Tatsumi & Ishizaka, 1982a, b |
| 3 | >6 | >0.57 | | Shirey et al., 1984; 张旗等, 2004 |
| 4 | | >0.60 | | Crawford, 1989 |
| 5 | >5 | | <1.0 | Tatsumi, 2008 |
| 6 | >5 | | <1.5 | 唐功建等, 2010 |
| 7 | >7.5 | >0.67 | | Zhang H F et al., 2003 |
| 8 | >6.5 | >0.60 | <1.10 | Xu J F et al., 2000 |
| 9 | >6.5 | >0.60 | | 史仁灯等, 2004 |
| 10 | >6 | >0.57 | <1.35 | 张永忠等, 2014 |
| 11 | >3.6 | >0.60 | | 李承东等, 2007 |
| 12 | >3.4 | | | 袁超等, 2007 |
| 13 | >1.0 | >0.40 | | Smithies et al., 2000 |
| 14 | 平均 | 平均 | | Martin et al., 2005 |
| | 3.90 | 0.57 | | |

1.3.5.2 关于镁安山岩类

(magnesian andesite—MA)

众所周知,镁安山岩的经典产地是阿留申岩浆弧, Kay (1978) 把两个阿留申弧的安山岩 (70-B49 和 ADK-53) 称为镁安山岩, 但这一重要术语未被当时学术界普遍采用, 直至 Defant & Drummond (1990) 提出 Adakite 概念 [学者们多将 Adakite 音译为“埃达克岩”, 但杨建超等 (2007) 认为岩石名称音译不符合中文岩石名称命名习惯, 称有岩石学家建议意译为“高锶低钇中酸性岩”] 之后, 才引起学术界的普遍采用和热烈争论。同时, 逐渐明确 $w(\text{MgO})$ 高和 $w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})$ 值低的 Adakite 可能是俯冲洋壳板片局部熔融产生的岩浆与上覆地幔楔橄榄岩发生反应的结果 (参见邓晋福等, 2007, 2010, 2015; Moyen & Martin, 2012, 及其中的参考文献)。Defant & Drummond (1990) 明确指出, Adakite 不是一种具体岩石名称, 而是岩石组合的概念, 即安山岩, 英安

岩和钠质流纹岩,或者是它们的侵入岩等同物(their intrusive equivalents)的英云闪长岩(tonalites)和奥长花岗岩(trondjemites)。

1.3.5.3 高温高压岩石学相平衡实验成果

对 HMA 和 MA 的限定

(1) 众多的高温高压实验表明,洋俯冲带上面的地幔楔橄榄岩,在较低压力下(≤ 1.5 GPa)俯冲洋壳放出的 H_2O 诱发的局部熔融过程中,可以形成 HMA;俯冲洋壳板片局部熔融形成的熔体上升进入幔楔,与橄榄岩发生反应形成 MA(包括相应的 TTG 岩类),参见 Jean-Francois Moyen & Hervé Martin (2012) 和邓晋福等(2007, 2010) 及其中参考文献。实验表明 HMA 和 MA 的 $w(MgO)$ 和 $w(TFeO)/w(MgO)$ 值,随 SiO_2 的升高,分别地降低和升高,其 $w(SiO_2)-w(MgO)$ 关系参见表 2, 表 3

表 2 实验的 HMA 熔浆的 $w(MgO)$ 最低值和建议值(邓晋福等,2007,2010)

Table 2 The lowest value of $w(MgO)$ of the experimental HMA-melt and the suggested value

| | 实验的 HMA 的 $w(MgO)$ 最低值 | | | 建议的 $w(MgO)$ 最低值 | | |
|----------------|------------------------|-------|-------|------------------|-----|-----|
| | | | | | | |
| $w(SiO_2)$ (%) | 52.89 | 54.35 | 60.26 | 52 | 55 | 60 |
| $w(MgO)$ (%) | 6.58 | 6.00 | 5.77 | 7.0 | 6.0 | 5.7 |

表 3 基于实验建议的 MA 熔浆在给定 $w(SiO_2)$ (%) 时, $w(MgO)$ (%) 最低值(邓晋福等,2010)

Table 3 The suggested lowest value of $w(MgO)$ at the given value of $w(SiO_2)$ based on experiments of MA-melt

| | 建议的 MgO 最低值 | | | | | | |
|----------------|-------------|-----|-----|------|-----|------|-----|
| | | | | | | | |
| $w(SiO_2)$ (%) | 52 | 55 | 60 | 62.5 | 65 | 67.5 | 70 |
| $w(MgO)$ (%) | 4.5 | 3.5 | 2.9 | 2.5 | 2.0 | 1.0 | 0.8 |

(2) 高温高压实验表明[邓晋福等(2010)文献的评述,及其中参考文献],HMA-melt 与 MA-melt 的 $w(TFeO)/w(MgO)$ 值是类似的,均符合于 $w(SiO_2)-[w(TFeO)/w(MgO)]$ 图解(Miyashiro, 1974)中的 CA 系列,这样,鉴别 HMA 和 MA 的主要参数为 $w(MgO)$ (见表 2、表 3)。但是,玄武岩源岩的矿物脱水熔融产生的熔浆,不但 $w(MgO)$ 低于 MA 熔浆,同时,大多数 $w(TFeO)/w(MgO)$ 值处于 $w(SiO_2)-[w(TFeO)/w(MgO)]$ 图解的 TH 系列区,少数位于 CA 系列,这样,在鉴别 MA 与正常的非 MA 系列的火成岩,铁镁比值仍有重要参考价值。

(3) 基于表 2 和表 3,对照表 1,可知序号 7~10 (Xu et al., 2000; Zhang et al., 2003; 史仁灯等, 2004; 张永忠等, 2012) 4 个地区的安山岩类确为

HMA, 而序号 11~14 (Smithies et al., 2000; 袁超等, 2002; Martin et al., 2005; 李承东等, 2007) 的 HMA 实为 MA, 因为,它们的 $w(MgO)$ 显然比 HMA-melt 低得多,当考虑它们的 $w(SiO_2)$ 时,则与 MA 符合。

1.3.5.4 讨论

(1) 基于上面的讨论,可知 $w(SiO_2)-w(MgO)$ 参数系统对于进一步鉴别 $w(SiO_2) > 52\%$ 的玄武安山岩/安山岩/英安岩/流纹岩,和辉长闪长岩/闪长岩/花岗闪长岩/花岗岩,以及 TTG 岩类是很有用处的。总体上可鉴别它们是 HMA 系列还是 MA 系列,或正常的安山质系列的岩石。一般来说,HMA 系列的岩石主要包括玄武安山岩(辉长闪长岩)和安山岩(闪长岩);MA 系列的岩石则主要包括安山岩(闪长岩),英安岩(花岗闪长岩)和流纹岩(花岗岩);除了 HMA, MA 系列之外,其它的中酸性火成岩归为正常的安山质系列的岩类;另外,Adakite 和 TTG 则可分出两大类,即 MA 系列的和正常的非 MA 系列。

(2) 由于 HMA 和 MA 是一个岩石系列的总称,这样,可以类似我们前面讨论的,对于 TAS 分类图中的 B、 O_1 、 O_2 、 O_3 和 R 区的岩石,再进一步采用 $w(SiO_2)-w(K_2O)$ 图解,分出低 K、中 K、高 K 类型一样,亦可用 $w(SiO_2)-w(MgO)$ 图解(参见表 2、表 3)分出高 Mg、Mg 质,正常 Mg 三类,岩石命名时,可进一步进行限定,如高镁玄武安山岩,镁质英安岩,镁质英云闪长岩,英云闪长岩等。

(3) HMA 和 MA 系列的正确识别对于进一步讨论火成岩的成因及其构造环境具有重要意义,今后研究中应给予关注。

1.4 讨论与建议

(1) 由上面的讨论可以看出,具体的火成岩岩石的命名常常需要多种分类方案的结合,而不是只依靠某一种参数的分类,因为,某一种直角参数系统或三角形坐标系统,只包括两个或三个参数,是无法真正地,全面地来描述一个复杂的,多元系统的火成岩的岩石学内涵的。如果一个火成岩标本,实际矿物的定量数据可以精确地获得,又有化学数据,则同时采用定量矿物分类和化学分类,是最好的。因为它们可以互相检验和约束。

(2) 对于侵入岩来说,实际矿物(modal)分类和化学分类均是可以采用的,常常要根据实际情况来确定。例如,鲍亦冈等(2001)指出,北京地区多数岩体缺乏准确可靠的实际矿物定量统计资料,而具有化学成分分析结果;黑龙江省地质矿产局(1993)指出,由于该省前期工作的岩石标本和薄片大部分

散失,但大量硅酸盐样品的化学分析数据可供利用;王季亮等(1994)指出,河北省侵入岩 99 个岩体,123 件岩石有求积仪分析资料,另有 66 个岩体,80 种岩石只有镜下目估矿物含量资料,这些情况下,化学分类方案则是优先的。

(3) Middlemost(1994)指出,化学参数分类是把岩浆、侵入岩和火山岩联系起来的一个简单分类,当研究人员处理大量数据,又不情愿或不可能获得定量的实际矿物数据时,化学参数分类会被所有的地球化学家和岩石学家所赞成。冯艳芳等(2011)亦指出,化学分类有利于火成岩与实验熔体(玻璃产物)之间的对比,对讨论火成岩的起源有重要意义。

(4) 现今,科学的发展已处于大数据时代,地球科学亦不例外,这可从现今岩石学、地球化学的文献中公布大量的主元素,痕量元素分析数据看出。相对而言,现今各类文献中公布的岩石实际矿物(modal)定量数据则愈来愈少。因此,从发展趋势来看,火成岩的化学参数分类,包括 CIPW-norm 参数的分类,将成为岩石分类命名的主要手段。现今文献中,公布岩石标本的系统的和成套的数据愈来愈多,成套的系统数据表现在,对同一个岩石标本进行精确年代学测定、主元素、痕量元素(包括稀土元素)、放射性和稳定同位素测定,岩石中矿物的电子探针分析等,系统的配套数据对于岩石的成因分析,以至构造环境、成矿背景极为重要,同时现今计算机时代,化学数据的平台比较容易建立,对于区域岩石学的对比、研究提供了很重要基础。

2 有关岩石化学参数与构造环境判别图解

2.1 火成岩常用的岩石三大系列,即钙碱性(CA)、拉斑玄武岩(TH)和碱性(A)系列,与术语 CA, TH 和 A 的使用问题

关于火成岩常用的三大岩石系列的问题,由于历史的沿承和发展,经历过大的变化,直至达到共识(邓晋福,1991,及其中参考文献)。

本文只讨论 3 个术语(CA、TH 和 A)的使用问题。

(1) 钙碱性(CA)术语,至少有 7 种岩石学学术涵义,它分别见于不同的化学参数的图解:① $w(\text{SiO}_2) - [w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})]$, $w(\text{TFeO}) - [w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})]$ 与 AFM 图;② $w(\text{SiO}_2) - [w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O}) - w(\text{CaO})]$ 图;③ $w(\text{SiO}_2) -$

$[w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 图;④ $w(\text{SiO}_2) - A. R.$ (碱度率)图;⑤ $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O})$ 图;⑥ Ca—Na—K 图(原子数),和 CIPW-norm 的 Qz—Ab—Or 图;⑦ A/NK—A/CNK(分子数)图,Barbarin(1999)把图中的偏铝质看作为钙碱性(CA)。

(2) 拉斑(玄武岩)系列(TH)术语,至少有 4 种学术涵义:① CIPW-norm 的 Ol—Cpx—Qz—Ne 玄武岩四面体图;② $w(\text{SiO}_2) - [w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})]$, $w(\text{TFeO}) - [w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})]$ 与 ACM 图;③ $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O})$ 图中的低钾钙碱性(LKCA) = 拉斑系列(TH);④ $w(\text{SiO}_2) - A. R.$ (碱度率)图。

(3) 碱性系列(A)术语,至少亦有 6 种涵义:① $w(\text{SiO}_2) - [w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 图;② A/NK—A/CNK 图;③ $w(\text{SiO}_2) - A. R.$ 图,④ $w(\text{SiO}_2) - [w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O}) - w(\text{CaO})]$ 图;⑤ CIPW-norm 的 Ol—Cpx—Qz—Ne 玄武岩四面体图;⑥ Le Maitre 等 IUGS 分类中,碱性花岗岩 = 过碱性花岗岩(Le Maitre, 1989, 2002;王碧香等,1991)。

(4) 由上,相同的 CA、TH、A 术语,用不同的化学参数的图解来表达,因此尽管术语相同(英文,中文名称写法均相同),但它们的岩石学涵义是不同的。这是需要特别关注的,建议在写作时说明是哪个系统的 CA/TH/A,否则会引起误解。

2.2 化学参数计算的注意事项

(1) 必须关注计算化学参数是用质量分数 $[w(\text{氧化物})]$ 还是用物质的量(即分子数或原子数)?例如,文献中常见误将 A/NK 和 A/CNK(应当是物质的量比)用质量分数 $[w(\text{氧化物})]$ 计算,从而获得的是错误的值,再进一步转换讨论为不合理的岩石成因和构造环境判别。

(2) 关于 $\text{Mg}^\#$ 计算中的 FeO,较老的文献是用 FeO^{2+} 计算的,因为,那时是湿法化学分析,可以分别测定 FeO^{2+} 和 Fe_2O_3 ;现今荧光光谱只能分析 Fe_2O_3 ,即总铁,不能测定 FeO^{2+} 值,由此,新的文献用的是以 FeO^{2+} 表述的总铁,各种符号均有,为 TFeO, FeO^i , FeO^* 等。

2.3 Peacock 碱钙指数、Rittman 组合指数和 Wright 碱度率(A. R.)

国内常用这三个图解来划分“碱度”(邱家骧,1985),把三个图解中的术语相互对应起来,由此,常常出现“偏碱”、“富碱”等术语。因为,缺少限定这些术语的定义,任意性较强,无法在一个统一的平台上进行对比和研究(邓晋福,1991;邓晋福等,2004)。

前面的讨论已经指出,这三个图解的化学参数系统不同,同样的术语,如碱性或钙碱性,其岩石学涵义是不同的,难以一一相互对应。Peacock 碱钙指数,是 $w(\text{SiO}_2)$ 与 $[w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 比及 $w(\text{CaO})$ 的关系,请注意,Peacock 用的是 alkali-lime index (即碱钙指数) (邓晋福, 1991; 邓晋福等, 2004), 而不是按季寿元 (1981) 用的是钙碱指数 (CA) (Calc-alkali index); 而 Rittmann 用的是组合指数 (σ), 讨论的是 $w(\text{SiO}_2)$ 与 $[w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 的关系 (邓晋福, 1991; 邓晋福等, 2004)。

Wright 碱度率,原作者本身明确指出,① 当 $w(\text{SiO}_2) > 70\%$ 时,用 σ 值去判定岩石组合 (或岩套) 的类型是不灵的,从而,提出用碱度率来鉴别岩套的类型;② 在构筑 $w(\text{SiO}_2)$ —碱度率图解时,与 Rittmann 用 σ 划分岩套时,亦有所不同,即在 CA 区表述为 CA + TH, A 区为只有碱性长石的区,所以与 QAP 定量矿物分类区中的碱长花岗岩—碱长正长岩相当。最后,把过碱性与强碱性放在第三个区中,但是,国内引述 Wright 图解时,3 个区只写为 CA、A 和过碱 (邱家骧, 1985; 邱家骧等, 1991), 因此,很多文献中就把 Wright 图解作为鉴别 CA 系列的图解来用,这显然是不合理的 (邓晋福, 1991; 邓晋福等, 2004)!

近来, Arculus (2003) 专门发表文章,讨论 CA 系列术语的误用问题,可供查阅。

顺便,这里说一下,现在文献中普遍采用的 Irvine & Baragar (1971) 在 $w(\text{SiO}_2)$ 与 $[w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 图中划分的边界线的端点终止于约 $w(\text{SiO}_2) = 67\%$ 处,为什么? 邓晋福等 (2004) 曾进行一次验算,均含有碱性暗色矿物的 4 个过碱性花岗岩和 2 个过碱性流纹岩,均投影于亚碱性区,可知,当 $w(\text{SiO}_2) \geq 69\%$ 时,该图对鉴别碱性系列与亚碱性系列是无效的,这一点与 Wright 指出的 Rittmann 组合指数 (σ) 此时对划分花岗岩是无效是一样的。正如我们前面讨论指出的,碱性花岗岩 (岩相学意义上的!) 定名的最可靠标志是出现碱性暗色矿物。

2.4 关于 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图

$w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图是 Peccerillo & Taylor (1976) 提出,用来描述和讨论土耳其北部始新世岛弧 CA 火山岩系地球化学特征,并把它与洋俯冲的组成极性联系起来,进而推演洋俯冲的方向。随后,这一图解被广泛使用于汇聚板块边缘的造山带火山

岩系,例如, Ewart (1982) 采用 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图,主要对环太平洋和地中海的弧火山岩进行分类和描述,并与非造山带的澳大利亚的南 Queensland 的古近纪—新近纪火山岩进行对比,后者为典型的双峰式火山岩系,碱性火山岩中发育典型的过碱性流纹岩和过碱性粗面岩,指出后者亦位于该图的 HK (高钾) 区 (即 HKCA 区)。但是,不论岩石学、矿物学和一系列地球化学特征上与造山带的 HKCA 明显不同。Rollison (1993) 则把该图的应用限于亚碱性 (subalkaline) 岩石,作为进一步分类之用,这一点,与 IUGS 分类方案 (Le Maitre, 1989, 2002; 王碧香等, 1991) 是相同的 [见前面 1.2.1 之 (3) (b)]。

由上,我们可以知道, $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图不是用来鉴别与构造环境判别有关的 CA 系列的,而是在已确定为 CA 系列或弧拉斑系列 (arc-TH) 时,进行进一步分类之用。但是,现今很多文献中,特别是国内文献中,常把一个未知的火成岩投影于该图来鉴别为 CA 系列。众所周知,对常见火成岩的系列的鉴别,应当① 首先用 $w(\text{SiO}_2)$ — $[w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})]$ 图,分出碱性系列和亚碱系列,② 对亚碱性系列的岩石再用 $w(\text{SiO}_2)$ — $[w(\text{TFeO})/w(\text{MgO})]$ 图或 AFM 图鉴别 CA 系列与拉斑玄武岩系列。

2.5 关于 $w(\text{Na}_2\text{O})$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图

现代文献中,特别是国内文献中,广泛使用 $w(\text{Na}_2\text{O})$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图来鉴别伸展构造环境的 A 型花岗岩 (邱家骧等, 1991)。按邱家骧等,在这个图上,划分为 3 个区, Na_2O 高者为 I 型花岗岩, K_2O 高者为 S 型花岗岩, Na_2O 和 K_2O 均高者为 A 型花岗岩,但是,用该图来鉴别 A 型花岗岩是不合理的。

(1) 由 White & Chappell (1983) 的 $w(\text{Na}_2\text{O})$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图,可以看出,在 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ 均高的所谓 A 型花岗岩区 (邱家骧等, 1991) 区域,是分别与 I 型花岗岩和 S 型花岗岩的高 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 区和高 $w(\text{K}_2\text{O})$ 区重叠的,因而,无法鉴别出 A 型花岗岩。

(2) 由 King 等 (1997) 的 $w(\text{Na}_2\text{O})$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图中,同样展示了, A 型花岗岩无法区别于 I 型花岗岩,特别是 $w(\text{SiO}_2) > 75\%$ 的 I 型花岗岩。

(3) 邱家骧等 (1991) 引用的文献为 Collins 等 (1982), 但是, Collins 等 (1982) 中没有 $w(\text{Na}_2\text{O})$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图。同时 Collins 等 (1982) 指出,典型的 A 型花岗岩与最长英质 (most felsic) 花岗岩 (20 个 most felsic 花岗岩的平均值 $w(\text{SiO}_2) = 76.03\%$), 或称为非常长英质的 (very felsic) 花岗岩,很难区分;

并提出了可供鉴别的痕量元素图,包括 $w(\text{SiO}_2)$ 与Ce、Zr、Zn、Y、Nb和Ga,可供参考。

(4)同样,King等(1997)把高 $w(\text{SiO}_2)$ 的I型花岗岩称为高分离的I型花岗岩(highly fractionated I-type granites),它与长英质(felsic)的A型花岗岩在组成上是重叠的,同样,指出 $w(\text{SiO}_2)$ 与Zr和Ce的鉴别图解,并进一步指出,当 $w(\text{SiO}_2)$ 较低时($\leq 74\%$)时,鉴别效果更好。

(5)Whalen等(1987)提出Ga/Al值对(versus)某些痕量元素与主元素比值的图解,用来鉴别A型花岗岩,但同时,还指出高度分离的(highly fractionated)I型花岗岩和S型花岗岩在这些图解中与典型的A型花岗岩有重叠,并在这些图解中用虚线范围表达这些重叠区;但是,在文献中引用Whalen等(1987)这些图解时,虚线范围则删去了,造成了某些A型花岗岩实为高分离的I型花岗岩或S型花岗岩。该文还列出了,痕量元素组合可帮助识别A型花岗岩与高度分离的I型花岗岩或S型花岗岩的图解。

(6)顺便提及,高度分离的花岗岩一词,常译为高分异花岗岩,因此,国内文献中常常根据“高分异”的中文含义理解为,它是某一个 $w(\text{SiO}_2)$ 较低的花岗质母岩浆经结晶分异(离)作用形成的残余岩浆,这同样是一种错误的理解,按岩石学,特别是实验岩石学的涵义,高分异花岗岩可以是结晶分离作用形成,亦可以是低程度局部熔融机制形成。

2.6 关于Maniar&Piccoli花岗岩

构造环境判别图解

现今文献,特别是国内文献,常用该图解进行花岗岩类岩石的构造环境判别图解,但是存在一些不合理的应用。

(1)常常,只引用某一个或几个图解判别构造环境,而忽视了原作者提出的,判别需要按规定的流程和方案(Maniar & Piccoli, 1989)的Fig. 3;或肖庆辉等(2002)的25页的图2~5进行,才合理和有效。

(2)关于POG(后造山花岗岩类)的识别,现有文献中,常常把投入POG框形中的花岗岩确定为后造山的,这是一种错误的理解。因为,图中POG是与造山花岗岩的三类[IAG(岛弧型花岗岩类)+CAG(大陆弧花岗岩类)+CCG(大陆碰撞型花岗岩类)]和非造山花岗岩类的两类[RRG(与裂谷有关的花岗岩类)+CEUG(与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类)]重叠在一起的。按原作者的规定,如果样品位于POG框型内,但是,只分布于造山花岗岩类

与非造山花岗岩类分界线(即POG框形内的直线)的某一侧,则应为该侧的造山花岗岩类,或非造山花岗岩类,而不是POG,只有位于POG框形内,又在该分界直线两侧均有分布的样品,才是真正的后造山花岗岩类(POG)。这个规定是许多文献在应用时没有遵守的,因此,造成了许多POG花岗岩的误判。

(3)有两张判别图解是三元系,但是采用直角坐标表达的,它们是AFM图{即 $[w(\text{Al}_2\text{O}_3) - w(\text{Na}_2\text{O}) - w(\text{K}_2\text{O})] - w(\text{TFeO}) - w(\text{MgO})$ };简化为A—F—M图},ACF图{即 $[w(\text{Al}_2\text{O}_3) - w(\text{Na}_2\text{O}) - w(\text{K}_2\text{O})] - w(\text{CaO}) - [w(\text{TFeO}) + w(\text{MgO})]$ };简化为A—C—F图};为了用直角坐标(即Y—X表达)来表达三元系(应为三角形坐标),把常用的等边三角形,先转换为直角三角形,然后用直角三角形的直角端作为直角坐标的“0”点(亦即把AFM图和ACF图的端元A作为直角坐标系的零点)就简单地把一个三元系用二元系来表达了。但是,必须注意三点:①在数值计算中仍必须按三元系来计算三个端元的质量分数;②AMF和ACF中的F是不同的,前者的F为 $w(\text{TFeO})$,而后的F为 $[w(\text{TFeO}) + w(\text{MgO})]$,尽管英文字母均为F;③由于一个三元系,只要有二个端元组成已知后的投影的两条直线的相交,就可以获得总组成点的位置,亦即第三个端元组成的投影的直线亦必定相交于这个点,这是一个重要的几何学原理,因此就可以把原来在三元系中有数值的A端元作为双直角坐标的端点为“0”来处理。因此,实际操作中,必须按上面规定的三个端元构成的三元系来计算,投图时,则不计A端元的数值,只采用其它两个端元(或MF,或CF)的数值,采用双直角坐标投影即可。本文第一作者曾多次核算过某些现有文献中的应用的这些图解中的MF和CF的数值,均不是按上述程序计算的,从而,样品的投影均不合理了。构造环境的判别亦就不合理了。

2.7 痕量(trace)元素图解的应用

大部分痕量元素构造环境判别图解的构建是基于已知的典型地区的火成岩痕量元素数据和数理统计规律完成的,因此,有下述两点是必须注意的。但是,文献中有时忽略了上述背景,特别是某些年轻学者,容易养成所谓的“看图识字”。

(1)大体上来说,痕量元素判别图解常常有一定的适用范围。众所周知,常见火成岩大体上可分为两个大群,长英质(felsic)(或称花岗岩质)和镁铁质(mafic),前者包括安山岩,英安岩和流纹岩及其相

应的侵入岩,后者包括玄武岩和玄武安山岩及其相应的侵入岩。有的图解适用于长英质火成岩,有的则适用于镁铁质火成岩,有的则两者均可适用,原作者在发表图解时,一般均有说明,但在应用时,有时会被忽略,这是应当关注的。

(2)关于定义构造环境的术语,不同学者有不同的说法。例如,Pearce 等的 $Rb-(Y+Nb)$, $Rb-(Yb+Ta)$, $Ta-Yb$ 图(Pearce et al., 1984a)中同碰撞花岗岩类(syn-COLG)主要取材于海西(Hercynian)陆-陆碰撞造山时期的花岗岩类,主要是含白云母和过铝的S型花岗岩。但是 Liegeois (1998)和 Sylvester (1998)则把 Pearce 等(1984a)的同碰撞花岗岩类的强过铝S花岗岩(含白云母和含堇青石和石榴子石的)称为后碰撞(Post-collision)花岗岩类。又例如, Harris 等(1986)把碱性(alkaline)侵入岩类称为后碰撞(Post-collision)环境,同样的火成岩类, Liegeois (1998)则称为后造山(post-orogenic)环境的火成岩类。这是由于他们提出的构造环境定义方案的不同引起的。这样我们前面建议的“统一平台”是研究中,特别是区域对比研究中非常重要的,否则会产生不必要的“混乱”。

(3)还有一个逻辑问题:原始文献得出的结论应当是:在X环境下形成的岩石的微量元素具有Y特征。那么,微量元素具有Y特征的岩石是不是一定形成于X环境?答案是不一定。

2.8 关于 Ti—Zr—Y 构造环境判别图解

(1) Ti—Zr—Y 图解由 Pearce & Cann (1973) 提出,曾被广泛使用,使用过程中,不少学者提出质疑,指出这一套图解不能正确判别构造环境,参见 Rollison (1993) 的评述。1972 年彭罗斯 (Penrose) 蛇绿岩会议指出,蛇绿岩是形成于扩张的洋中脊 (MORS) 的洋岩石圈碎片。Pearce 在 2003 年著文指出,在彭罗斯会议之后的那些年,如 Pearce 和 Cann (1973) 的文章, Troodos 和 Oman 蛇绿岩以及奥地利阿尔卑斯 (Austrian Alps) 的“三位一体”的蛇绿岩绝大多数均投入 Ti—Zr—Y 图解的“洋底玄武岩”(“Ocean floor basalt”)区,只有希腊 (Greek) 蛇绿岩投入岛弧区;然而,随着对该图解的质疑,以及对蛇绿岩的质疑,如 Miyashiro (1973, 1975) 提出,彭罗斯会议确认的蛇绿岩,例如 Troodos 蛇绿岩不是形成于 MORS 环境,而是岛弧环境;由此,不断的争论,逐渐达成共识,即蛇绿岩可能形成于 MORS 环境,亦可形成于 SSZ 环境 (Supra-subduction Zone); 最终导致 Pearce (2003) 提出,不管 Ti—Zr—Y 一套

图解,还是 REE 式样,都不能很有效的区分 MORB 和与俯冲有关的玄武岩,因为重叠区太大了。这样,原作者 (Pearce) 已否定了 Ti—Zr—Y 的一套图解用来鉴别构造环境,然而,我们在不少文献中,特别是国内文献中,仍广泛地应用 Ti—Zr—Y 图解,请予以关注。

(2) Zr/Y—Zr 图解最初由 Pearce & Norry (1979) 提出,可鉴别岛弧(或火山弧)玄武岩、MORB 和板内玄武岩,请注意,这时,没有包括鉴别大陆边缘弧在内。1983 年 Pearce 在讨论陆下岩石圈 (Sub-continental lithosphere) 对活动大陆边缘弧岩浆形成的贡献时再次讨论了 Zr/Y—Zr 图解,并提出了非常重要的补充 (Pearce, 1983)。该文把典型的洋内弧 (intra-oceanic arcs, 简称 oceanic arc) 和活动大陆边缘弧 (简称 continental arc) 的 Zr/Y 和 Zr 投入 1979 年设计的图,发现洋弧投入原来的 (1979 年的图) 洋岛弧拉斑玄武岩区,而大陆弧投入 1979 年原图的板内玄武岩区,并设计了一个新的 Zr/Y—Zr 图解,以区分陆弧和洋弧,它们的水平分界线的 Zr/Y 为 3 (Pearce, 1983; Rollison, 1993), 同时指出,在采用该新图时,必须首先鉴别和确认为火山弧特征 (volcanic arc character)。

这样,可以看出,在应用 Zr/Y—Zr 图解时,必须同时运用 1979 年的老图 (Rollison, 1993) 和 1983 年补充的新图 (Pearce, 1983), 以及由于陆弧与板内玄武岩在 1979 年图解中重叠于同一个区,因而,必须采用其它判别图解来鉴别是板内玄武岩,还是大陆弧玄武岩。但是,在诸多文献中应用时,只用 1979 年的老图,凡投入板内玄武岩区者,均结论为板内构造环境,而不采用 1983 年的新的 Pearce (1983) 图解及新的论证和补充,造成构造环境的误判。

2.9 关于 Hf/3—Th—Ta 和 Cr—Y 判别图解

Hf/3—Th—Ta 和 Cr—Y 图分别由 Wood (1980) 和 Pearce (1982) 提出,是两个比较好的构造环境判别图解,一直被广泛使用。但是, Pearce 等 (1984b) 在研究洋俯冲带上面 (即 SSZ 型) 的边缘海玄武岩时,发现大多数弧后盆地的边缘海玄武岩投入 MORB 区,而弧前盆地属性的边缘海玄武岩大多数投入 VAB (火山弧玄武岩); 并把边缘海称为弧后扩张 (back-arc spreading) 或俯冲带上面的洋底扩张 (sea-floor spreading in a supra-subduction zone setting)。

这样,在恢复已位于大陆内部的显生宙蛇绿岩时,必须注意,如果痕量元素判别图解获得的 MORB

地球化学属性时,仍有两种可能的环境,或 MORB 型或 SSZ 型蛇绿岩。这时,最重要的是,需要从地质背景,特别是 MORB 地球化学属性的蛇绿岩是否在时空框架内与岩浆弧有关? 而不是简单地“看图识字”! 痕量元素判别图解是重要的,但常常不是唯一的,结合地质背景,岩石构造组合及其时空演化才是合理判别构造环境的有效手段。

本文的讨论可以看出,火成岩是一个复杂的多元系统,需要通过不同参数构建的多种图解的互相制约,才能较全面地描述火成岩的特征。

致谢:感谢杨文采院士的约稿,感谢评审专家提出的宝贵意见。

参 考 文 献 / References

- 安徽省地质矿产局. 1987. 安徽省区域地质志. 1987. 北京:地质出版社,1~721.
- 鲍亦岗,刘振峰,王世炎,等. 2001. 北京地质百年研究. 北京:地质出版社,1~274.
- 查瓦里茨基. 1958. 火成岩. 蔡毅,等. 译. 北京:地质出版社,1~533.
- 邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉:武汉地质学院出版社,1~198.
- 邓晋福. 1991. 火成岩系列划分的回顾与当代含义. 岩石矿物学杂志,10(1):36~42.
- 邓晋福,罗照华,苏尚国,等. 2004. 岩石成因,构造环境与成矿作用. 北京:地质出版社,1~381.
- 邓晋福,肖庆辉,苏尚国,等. 2007. 火成岩组合与构造环境:讨论. 高校地质学报,11:392~404.
- 邓晋福,刘翠,冯艳芳,等. 2010. 高镁安山岩/闪长岩类(HMA)和镁安山岩/闪长岩类(MA):与洋俯冲作用相关的两类典型的火成岩类. 中国地质,37(4):1112~1118.
- 邓晋福,冯艳芳,狄永军,刘翠,肖庆辉,苏尚国,赵国春,孟斐,马帅,姚图. 2015. 岩浆弧火成岩构造组合与洋陆转换. 地质论评,61(3):473~484.
- 地矿部南岭项目花岗岩专题组. 1989. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京:地质出版社,1~471.
- 冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,等. 2011. TTG 岩类的识别:讨论与建议. 高校地质学报,17(3):406~414.
- 冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,等. 2013. 长乐—南澳构造带花岗岩类年代学,岩石组合与构造演化. 北京:地质出版社,1~168.
- 广东省地质局南岭区域地质测量普查大队. 1959. 火成岩组(戎嘉树主编). 南岭侵入岩:初步综合研究报告. 北京:地质出版社,1~230.
- 黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志. 北京:地质出版社,1~734.
- 季寿元. 1981. 华南各时代花岗岩类的岩石学,岩石化学特征及其演化的继承和发展关系. 见:南京大学地质系,华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系(第四章). 北京:科学出版社,1981:132~136.
- 李承东,张福勤,苗来成,等. 2007. 吉林色洛河晚二叠世高镁安山岩 SHRIMP 锆石年代学及其地球化学特征. 岩石学报,23:767~776.
- 李兆鼎,等. 1984. 火山岩的分类和命名(熔岩部分)国内推荐方案. 岩石矿物学杂志,3(4):289~300.
- 李兆鼎,王碧香. 1997. 中国火成岩地质图(1:5,000,000)说明书. 北京:地质出版社,1~32.
- 路凤香,桑隆康. 2002. 岩石学(面向21世纪课程教材). 北京:地质出版社,1~399.
- 马丽芳,等. 2002. 中国地质图集. 北京:地质出版社,1~348.
- 莫宣学,等. 2009. 青藏高原新生代碰撞—后碰撞火成岩. 北京:地质出版社,1~396.
- 莫柱孙,叶伯丹,等. 1980. 南岭花岗岩地质学. 北京:地质出版社,1~363.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社,1~725.
- 邱家骧. 1982a. 碱度在火山岩岩石学及地质学上的意义. 地质与勘探,(7):0~10.
- 邱家骧. 1982b. 碱度在火山岩岩石学及地质学上的意义(续). 地质与勘探,1982,(8):0~9. 邱家骧. 1985. 岩浆岩岩石学. 北京:地质出版社,1~340.
- 邱家骧,林景任. 1991. 岩石化学. 北京:地质出版社,1~276.
- 桑隆康,马昌前. 2012. 岩石学(第二版)(普通高等教育“十一五”国家级规划教材). 北京:地质出版社,1~620.
- 史仁灯,杨经绥,许志琴等,戚学祥. 2004. 西藏班公湖蛇绿混杂岩中玻安山岩系火山岩的发现及构造意义. 科学通报,49:1179~1184.
- 唐功建,王强. 2010. 高镁安山岩及其地球动力学意义. 岩石学报,26:2495~2512.
- Tatsumi Y. 2008. 陆壳的生成:与赞岐岩类的联系. 科学通报,53:978~990.
- 王碧香,沈昆,毕立君(译). 1991. 火成岩分类及术语词典. 北京:地质出版社,1~253.
- 王秉璋. 2011. 祁曼塔格地质走廊古生代—中生代火成岩岩石构造组合研究. 导师:罗照华. 中国地质大学(北京)博士学位论文,1~229.
- 王季亮,李丙泽,周德星,等. 1994. 河北省中酸性岩体地质特征及其与成矿关系. 北京:地质出版社,1~213.
- 王希斌,鲍佩声,邓万明,王方国. 1987. 西藏蛇纹岩. 北京:地质出版社,1~336.
- 肖庆辉,邓晋福,马大铨,等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,1~294.
- 杨建超,章雨旭,黄泽光. 2007. 地质学某些术语用词辨析. 中国科技术语,(3):35~39.
- 袁超,孙敏,李继亮,侯泉林,周美福,等. 2002. 西昆仑库地蛇绿岩的构造背景:来自玻安岩系岩石的新证据. 地球化学,31:43~48.
- 张德全,孙桂英. 1988. 中国东部花岗岩. 武汉:中国地质大学出版社,1~311.
- 张浩勇,巴登珠,等. 1996. 西藏自治区曲松县罗布莎绿铁矿床研究. 拉萨:西藏人民出版社,1~181.
- 张旗,王焰,钱青,翟明国,金惟浚,王元龙,简平,等. 2004. 晚太古代 Sanukite(赞岐岩)与地球早期演化. 岩石学报,20(6):1355~1362.
- 张永忠,刘翠,邓晋福,李德胜,周继华,赵凤清,赵祯祥,孙占亮,等. 2012. 五台山新太古代绿岩带中高镁安山岩(HMA)的化学特征. 地学前缘,19:187~194.
- 中国地质调查局. 2004. 中华人民共和国地质图(1:2,500,000)说明书. 2004. 北京:中国地图出版社,1~246.
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 1979. 华南花岗岩类的地球化学. 北京:科学出版社,1~421.
- Arculus R. 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and

- calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44 (5): 929 ~ 935.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605 ~ 626.
- Chen C H, Wayue I, Lan C Y, et al. 2004. Geochemical Sr and Nd isotopic Characteristics and tectonic implications for three stages of igneous rocks in the late Yanshanian (Cretaceous) orogeny, SE China. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 95: 237 ~ 248.
- Coleman R G, Peterman Z E. 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*. JGR, 80(8): 1099 ~ 1108.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeast Australia. *CMP*, 80: 189 ~ 200.
- Crawford A J. 1989. Boninites. London: Unwin Hyman, 1 ~ 465.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662 ~ 665.
- Ewart A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary—recent orogenic volcanic rocks; with special reference to the andesite—basaltic compositional range. In: Thorpe R S. ed. *Andesites, orogenic andesites and related rocks*. New York: John Wiley & Sons, 25 ~ 95.
- Foley S F, Venturelli G, Green D H, et al. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, 24: 81 ~ 134.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, In Coward M P, Ries A C. eds. *Collision Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publication*, 19: 67 ~ 81.
- Helz R T. 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5 \text{ kb}$, Part II, Melt Compositions. *Journal of Petrology*, 17(2): 139 ~ 193.
- Jean-Francois Moyen, Hervé Martin. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148: 312 ~ 336.
- Jahn B M, Glikson A Y, Peucat J J, et al. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block, western Australia; implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1633 ~ 1652.
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *J. Vol. Geotherm. Res.*, 4: 117 ~ 132.
- King R L, White A J R, Chappell B W, et al. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371 ~ 391.
- Lan C Y, Jahn B M, Mertzman S A, et al. 1996. Subduction-related granitic rocks of Taiwan. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 14(1 ~ 2): 11 ~ 28.
- Lan C Y, Chung S L, Mertzman S A, et al. 1997. Mineralogy and geochemistry of granitic rocks from Chinmen, Liehyu and Dadau islands, Fujian. *JGS, China*, 40(3): 527 ~ 558.
- Le Bas M J. 2000. IUGS reclassification of the High-Mg and picritic volcanic rock. *Journal of Petrology*, 41(10): 1467 ~ 1470.
- Le Bas M J, et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali—silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745 ~ 750.
- Le Maitre R W. 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classification. *CMP*, 56: 181 ~ 189.
- Le Maitre R W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell Sci. Pub., 1 ~ 193.
- Le Maitre R W. 2002. *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University Press, (2nd ed.): 1 ~ 236.
- Liegeois J P. 1998. Preface—some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: 15 ~ 17.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA. Bull.*, 101: 635 ~ 643.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. 2005. An overview of adakite, tonalite—trondhjemite—granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1 ~ 24.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37: 215 ~ 224.
- Miyashiro A. 1973. The troasoo ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *EPSL*, 19: 218 ~ 224.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *AJS*, 274: 321 ~ 355.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83: 249 ~ 281.
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, et al. 2006. Petrology and geochemistry of post-collisional volcanic rocks from the Tibetan: Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow. *GSA, Spec. Pap.*, 409: 507 ~ 530.
- O' Connor J T. 1965. A Classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. survey Professional Paper*, 525B: B79 ~ B84.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *EPSL*, 19: 290 ~ 300.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33 ~ 47.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S. ed. *Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks*. New York: John Wiley & Sons, 525 ~ 548.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J. eds. *Continental Basalts and Mantle Xenolites*. Nantwich: Shiva Publishing Limited, 230 ~ 249.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984a. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *J. Petrol.*, 25: 956 ~ 983.
- Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984b. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B P, Howells M F. eds. *Marginal Basin Geology*. Oxford: Geol. Soc. Blackwell Sci. Pub., 77 ~ 94.
- Pearce J A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek Y, Newcomb, S. eds. *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. *GSA. Spec. Paper*, 173: 269 ~ 293.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *CMP*, 58: 63 ~ 81.
- Pitcher W S. 1993. *The nature and origin of granite*. London: Chapman & Hall, 1 ~ 321.
- Rollison H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman Group UK Ltd., 1 ~ 352.
- Shirey S B, Hanson G N. 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites

- and trachyandesites. *Nature*, 310:222 ~ 224.
- Smithies R H, Champion D C. 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: Links to tonalite—trondhjemite—granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *J. Petrol.*, 41:1653 ~ 1671.
- Streckeisen A, Le Maitre R W. 1979. A chemical approximation to the Modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrb Mineral Abh*, 136(2): 169 ~ 206.
- Sylvester P J. 1998. Post-collision strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45:29 ~ 44.
- Tatsumi Y, Ishizaka K. 1982a. Origin of high-magnesium andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I, petrographic and chemical characteristics. *EPSL*, 60:293 ~ 304.
- Tatsumi Y. 1982b. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan, II, melting phase relations at high pressure. *EPSL*, 60:305 ~ 317.
- Tuttle O F, Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74: 1 ~ 153.
- Taylor R N, Nesbitt R W, Vidal P, et al. 1994. Mineralogy, chemistry and genesis of the boninite series volcanics, Chichijiwa, Bonin Island Japan. *J. Petrol.*, 35(3):577 ~ 617.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites; geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *CMP*, 95: 407 ~ 419.
- White A J R, Chappell B W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lanchlan fold belt, southeastern Australia. *GSA, Memoir*, 159:21 ~ 34.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 1 ~ 466.
- Wood D A. 1980. The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *EPSL*, 50:11 ~ 30.
- Xu J F, Wang Q, Yu X Y. 2000. Geochemistry of high-Mg andesites and adakitic andesite from the Sanchazi block of the Mian-Lue ophiolitic melange in the Qinling Mountains central China: Evidence of partial melting of the subducted Paleo-Tethyan crust. *Geochem.*, 34:359 ~ 377.
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. 2003. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *GCA*, 67: 4373 ~ 4387.
- Софчано Г А Ред. 1957. *Анго-Русский Геологический Словарь*. Москва: Гос. Изд., 1 ~ 523. Крицтофович А Н Ред. 1960. *Геологический Словарь*. Москва: Гос. На.-Те. Изд., Том. I (А—Л) 1 ~ 402; Том. II (М—Я). 1 ~ 445.

On the Correct Application in the Common Igneous Petrological Diagrams: Discussion and Suggestion

DENG Jinfu¹⁾, LIU Cui¹⁾, FENG Yanfang²⁾, XIAO Qinghui²⁾, DI Yongjun¹⁾, SU Shangguo¹⁾,
ZHAO Guochun¹⁾, DUAN Peixin¹⁾, DAI Meng¹⁾

1) *China University of Geosciences, Beijing, 100083;*

2) *Development Research Center of China Geological Survey, Beijing, 100037*

Abstract: In this paper, we discuss and review the common igneous petrological diagrams, including classification, chemical parameters, and discrimination of tectonic settings. We have reviewed the original petrological meaning of the diagrams and following misunderstanding by others. We also consider different divisions by different people for the same diagrams with same parameters and different interpretations for the same terminology in the diagrams with different parameters. Both correct and incorrect data processing are discussed as well. The discussions and reviews show that complex and multiple systems of the igneous rock must be examined by more diagrams with different parameters in order to better determine the petrological characters. The correct understanding and application of the common igneous petrological diagrams and subsequent suggestions of “the unified platform for the research” may be useful for studying regional petrology.

Keywords: classification of igneous rocks; petrological chemical parameters; discrimination of the tectonic setting; studying of the regional petrology