中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 7 期: 745 ~ 765
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

评 述 花岗岩成因与成矿机制专题

高分异花岗岩的识别与研究

吴福元[1,2,3*], 刘小驰[1], 纪伟强[1,2], 王佳敏[1], 杨雷[1,3]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
3. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* E-mail: wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

收稿日期: 2016-07-18; 接受日期: 2016-12-27; 网络版发表日期: 2017-02-24
国家自然科学基金项目(批准号: 41130313)和中国科学院战略性先导科技B类专项项目(编号: XDB03010200)资助

摘要 作为大陆地壳的重要组成部分, 花岗岩一直是地质学中经久不衰的研究课题. 从小型岩枝、岩脉, 到大型岩基, 花岗岩在不同尺度上表现出结构、构造、矿物组成及化学成分的不均一性. 对导致花岗岩成分变异的原因, 目前学术界则存在不同的认识. 争论的焦点在于, 花岗岩浆是否能够发生有效的结晶分异作用, 以及如果有的话, 将发生何种类型的结晶分异作用. 本文通过资料的归纳与整理认为, 尽管花岗岩浆由于较高的SiO_2含量导致其较高的粘度, 但花岗岩浆的结晶分异作用既有野外宏观地质资料证据, 也有微观尺度矿物组成及其成分变化的证据, 更有大量地球化学资料的支持. 这些资料显示, 单纯的重力分异并不是花岗岩浆结晶分离作用的主导机制. 相反, 流动导致的分异可能是花岗岩浆成分变异最主要的原因. 根据结晶分异程度, 花岗岩可划分为低分异花岗岩、高分异花岗岩以及与之伴生的堆晶花岗岩, 它们都将是未来花岗岩岩石学研究的前沿. 在大型岩浆房中, 高分异花岗岩的出现主要与它的高温及富挥发分相关; 而沿伸展构造的侵位也是花岗岩浆能够发生强结晶分异作用的重要控制因素. 在高度结晶分异作用情形下, 花岗岩浆较长的结晶时间使其极易受到围岩同化混染的影响. 因而, 花岗岩在很多情况下并不能反映源区的特征及岩浆形成的物理化学条件. 从目前的研究来看, 高分异花岗岩有可能是大陆地壳成分成熟度的重要标志, 且与W、Sn、Nb、Ta、Li、Be、Rb、Cs和REE等稀有金属成矿作用关系密切.

关键词 结晶分异作用, 堆晶作用, 高分异花岗岩, 花岗岩浆, 大陆地壳演化

1 引言

作为地球上分布最广泛的一类岩石, 花岗岩一直是地质学中经久不衰的研究课题. 特别是花岗岩形成与大陆地壳演化的关系, 备受学者们的关注(Read, 1948; Pitcher, 1997; Petford等, 2000). 但在最近的研究中, 花岗岩浆能否发生有效的结晶分异作用成为激烈争论的话题. 以著名的美国内华达(Sierra Navada)岩基中的Tuolumne岩基为例, 传统观点一直认为, 原地结晶分异作用是该大型花岗岩体成分变化的主要控制因素(Gilbert, 1906; Frey等, 1978; Bateman和Chappell, 1979). 但随后的高精度年代学研究显示(Coleman等,

中文引用格式: 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究. 中国科学: 地球科学, 47: 745–765, doi: 10.1360/N072016-00139
英文引用格式: Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, Wang J M, Yang L. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research. Science China Earth Sciences, 60: 1201–1219, doi: 10.1007/s11430-016-5139-1

© 2017 《中国科学》杂志社

2004), 该岩基经历了大约10百万年的岩浆演化历史. 因而, 原作者提出, Tuolumne岩基中的不同类型岩石是从源区不同期次提取的花岗质岩浆直接结晶的结果, 即Tuolumne岩基中不同类型岩石的成分变化并不是通过岩浆的结晶分异作用产生(Glazner等, 2004). 在国内学术界, 张旗等(2007)和张旗(2012)首先对花岗岩浆的结晶分异作用提出了质疑, 但并没有得到其他研究者的响应. 本文在简要介绍岩浆结晶分异作用概念的基础上, 着重阐述高分异花岗岩的地质学、岩石学、矿物学、成矿学与地球化学特征. 我们的研究显示, 岩浆结晶分异作用不仅是导致花岗岩体成分变异的重要机制, 而且是引起大陆地壳垂向成分变化的重要因素, 高分异花岗岩是大陆地壳成分成熟度的重要岩石学标志.

2 岩浆结晶分异作用概述

在介绍高分异花岗岩的相关情况之前, 我们先回顾一下导致花岗岩体成分分异(Compositional variations)的若干机制. 一般说来, 大型花岗岩体均由多种类型岩石组成, 且具有外部偏镁铁质而内部偏长英质的成分变化趋势, 即边部多为闪长岩、石英闪长岩或花岗闪长岩, 而内部多为二长花岗岩, 甚至正长花岗岩或碱长花岗岩. 大多数情况下, 内部的岩石还侵入到边部或外部的岩石之中, 从而表现出边部早、内部晚的岩浆活动序列. 这种类型的花岗岩体, 我们一般将其称之为正常环带花岗岩体. 反之, 我们将其称之为反环带花岗岩体. 在自然界中, 反环带花岗岩体较为少见(Pitcher, 1997).

目前对上述大型花岗岩体成分在空间上的变异有不同的解释方案(Clemens和Stevens, 2012). 一般认为, 围岩的同化混染(Assimilation and contamination)、不同类型岩浆之间的混合(Magmatic mixing)和液相不混溶(Liquid immiscibility)等难以造成岩体尺度的成分变化, 而部分熔融(Partial melting)和结晶分异(Fractional crystallization)作用才是导致花岗岩体成分变化的最主要机制(Gao等, 2016a). 所谓部分熔融控制机制, 意指花岗岩体内不同类型的岩石是从源区不同批次上升的岩浆直接结晶而成. 在这种情况下, 我们可通过花岗岩体不同类型岩石的研究, 直接获得花岗岩源区的成分特征及源区熔融条件的变化情况. 抑或, 熔融形成的岩浆与不同比例的残留体或转熔矿物一起, 构成花岗岩体的成分变化. 结晶分异机制是指这些岩石来自于同一批次的岩浆, 它们很可能是在岩浆房中先后不同时间结晶的. 很显然, 经历结晶分异作用的岩石, 其反映岩浆源区特征的能力要小得多, 它更多的是反映岩浆的结晶特征及结晶时物理化学条件的变化.

如果地壳深处的某一岩浆源区由于物理化学条件的变化而发生部分熔融作用, 其早期形成的岩浆势必是接近花岗岩体系最低共结点的富硅花岗岩(Tuttle和Bowen, 1958), 随着温度升高或熔融程度升高, 岩浆成分逐渐偏离最低共结点而向镁铁质方向演化, 从而形成从早到晚岩浆成分从长英质到镁铁质的变化趋势. 但这一理论预测与我们上面介绍的大型花岗岩体的成分变化规律不相吻合, 因而绝大多数研究者都认同, 岩浆侵位后的结晶分异作用才是造成大型花岗岩体成分变化最主要的机制(Bateman和Chappell, 1979; Wilson, 1993).

结晶分异作用这一概念(Fractional crystallization)首先由Becker(1897)提出, 它意指岩浆发生结晶时, 由于结晶的矿物具有不同于岩浆的成分, 这样当晶出的矿物移出后, 岩浆的成分势必将发生改变. 这一概念一经提出, 便得到当时著名岩石学家A. Harker和N. L. Bowen的支持(Harker, 1909; Bowen, 1912). 很显然, 如何使晶出的矿物与岩浆分离, 是岩浆成分能否发生变化或分异的关键. 经过百余年的研究, 学者们提出了多种岩浆结晶分异作用的具体机制, 包括重力沉降(Gravitational settling, Wager和Brown, 1968)、流动分异(Flowage differentiation, Bhattacharji和Smith, 1964)、热扩散或对流驱动的分异(Thermal diffusion or convective fractionation, McBirney和Noyes, 1979; Sparks等, 1984)等. 但毫无疑问, 上述岩浆结晶分异作用研究大多集中在以辉长岩为代表的镁铁质岩浆上, 对于花岗质岩浆能否发生有效的结晶分异作用, 学术界并无共识(Gilbert, 1906).

花岗质岩浆不同于镁铁质岩浆的主要方面是由于前者较高的SiO_2含量而导致的高粘度, 以及结晶的矿物具有与岩浆类似的密度(Clemens和Petford, 1999). 当花岗岩浆发生矿物结晶时, 其体系甚至有可能是一种晶体与液体共存的晶粥体(Mush; Wickham, 1987), 从而导致岩浆结晶分异作用难以进行. 我们在此不拟对花岗岩浆的粘度及结晶体的密度进行全面的评述,

但提出以下几点问题供读者参考. 在后面的章节中, 我们还将对这一问题进行更详细的讨论. 第一, 花岗岩浆具有比镁铁质岩浆高的粘度是基本事实(Clemens和Petford, 1999; Petford, 2003), 但一系列研究显示, 花岗岩体在结晶时, 其岩浆粘度并无显著增加, 甚至可能还有所降低, 因为结晶后残余岩浆较高的挥发分可显著降低岩浆的粘度(Scaillet等, 1996); 第二, 有研究提出花岗岩浆粘度与公路的沥青并无二致, 这样岩浆房中的花岗岩岩浆不可能因为流动而发生分异(Glazner, 2014; Russell, 2014), 但大型花岗岩体较长的结晶时间有可能使岩浆结晶分异作用得以缓慢进行; 第三, 无论花岗岩浆的粘度有多高, 大量英安岩-流纹岩岩浆的喷发, 表明长英质岩浆可以和镁铁质的玄武岩浆一样发生流动; 第四, 晶体重力沉淀作用在花岗质岩浆的结晶分异作用过程中可能并不占主导地位. Pitcher(1997, p94)就曾指出, “除少数含B、F或H_2O的岩浆体系外, 我本人从来就没有看到过花岗岩浆发生晶体沉淀的确凿野外证据”. 近来的一系列研究显示, 岩浆流动或压滤可能是导致花岗岩浆成分发生变化的更重要机制(Blundy和Cashman, 2001). 实际上, Harker(1909)早就注意到岩浆的粘度有可能抑制晶体的沉淀, 从而使Bowen(1928)意识到流动分异的重要性, 并提出结晶体的分异可以通过结晶体的局部富集和晶体与液体之间的相对运动两种方式来实现. 当然, 我们也不能排除, 岩浆体系的结晶还存在某种我们人类目前还未认识到的过程或机制. 第五, 从实际地质记录来看, 很多花岗岩体不仅显示不同成分岩浆间的相互穿插侵入关系, 而且发育表征流动的以条带状构造为特征的成分-结构分带或韵律式互层(Claxton, 1968; Smith, 1975; Barrière, 1981; Abbott Jr, 1989; Stephenson, 1990; Reid等, 1993; Clarke和Clarke, 1998; Wiebe和Collins, 1998; Wiebe等, 2002; Collins等, 2006; Pons等, 2006; Weinberg, 2006; Barbey等, 2008; Barbey, 2009). 特别是这些条带状构造(Žák和Paterson, 2005; Pupier等, 2008; Solgadi和Sawyer, 2008; Gawęda和Szopa, 2011), 它们与沉积岩中的粒序层理、交错层理等极为类似, 显示类似牛顿流体的岩浆流动行为. 在内华达Tuolumne岩基中, 还发育大量管状形态的花岗岩囊、岩枝和岩席, 表明它们形成时岩浆的流动特征(Weinberg等, 2001; Paterson, 2009; Paterson等, 2008). 此外, 球状构造(Orbicular structure)以及与之伴生的梳状层理(Comb layering)都是岩浆流动分异的重要证据(Moore和Lockwood, 1973; Brigham, 1983; Vernon, 1985; Weinberg等, 2001; Smillie和Turnbull, 2014). 上述这些表明, 花岗岩浆具有发生流动乃至分异的条件, 只不过这些流动或分异的标志不易被我们在野外所识别.

3 高分异花岗岩的地质特征

高分异或高演化花岗岩(Highly fractionated or evolved granites)在地质上的特征目前并无全面的总结, 原因是对该类型花岗岩的分类还没形成统一或明确的认识. 一般说来, 暗色矿物含量高的花岗岩所经历的岩浆结晶分异程度较为有限, 我们将其称之为弱分异花岗岩(Mildly/weakly fractionated granites); 而那些暗色矿物含量低的浅色花岗岩或白岗岩, 大多曾经历过强烈的结晶分异作用, 因为被称之为高分异或强分异花岗岩(Highly/strongly fractionated granites). 而那些结晶分异作用极为强烈的又可被称之为超分异花岗岩(Ultra or extremely fractionated granites, Černý等, 1985; Breiter等, 2006). 在本文中, 我们将超分异花岗岩归入高分异花岗岩一并讨论. 诚然, 未经历结晶分异作用的花岗岩可能极为有限, 甚至不存在.

从野外观察来看, 高分异花岗岩主要位于岩体的中心部位. 如在中国华南地区, 很多岩体中心部位的补体或晚期岩枝即为高分异花岗岩. 实际上, 华南很多岩体的主体本身也是高分异成因的, 此时的补体多为超分异岩石. 如果从剖面的情况来看, 高分异花岗岩主要位于岩体的顶部. 部分分异程度高的岩体, 从底部到顶部呈现从正常花岗岩向微斜长石花岗岩、天河石花岗岩、锂云母花岗岩、云英岩的岩相变化(Kovalenko和Kovalenko, 1984). 在很多情形下, 高分异花岗岩与花岗细晶岩或花岗伟晶岩伴生. 实际上, 花岗细晶岩和花岗伟晶岩在绝大多数情况下都是高分异花岗岩的组成部分, 是鉴定岩浆高度分异作用的重要岩石学标志(London, 2008; Dill, 2015). 另一个重要的岩石类型是钠长花岗岩, 它基本上是花岗质岩浆超分异作用的产物.

也有少数高分异花岗岩体, 它单独产出, 即不与同时代其他类型的花岗质岩石伴生. 这方面突出的例子是喜马拉雅淡色花岗岩. 根据我们的调查(吴福元

等, 2015), 该区淡色花岗岩作为典型的高分异花岗岩, 大多数情况下与伟晶岩一同产出, 构成花岗岩-伟晶岩的复合体. 但确有部分岩体极少与其他类型花岗岩相伴出现. 只是由单一的二云母花岗岩组成. 在中国华南, 很多高分异花岗岩单独产出, 并无同时代其他岩石相伴. 如江西雅山的414岩体, 它自下而上由粗粒花岗岩、中粒似斑状白云母花岗岩、细粒似斑状白云母花岗岩、细粒白云母花岗岩和细粒黄玉锂云母花岗岩组成, 显示从早到晚岩石粒度逐渐变细、白云母Li含量增加, 进而出现锂云母、黄玉等特殊矿物, 但岩体中未见到其他未分异类型岩石的出现(Yin等, 1995; Huang等, 2002).

由于强烈的结晶分异作用, 花岗岩浆最后结晶的熔体位于Q-Ab-Or花岗岩体系的最低共结点附近, 即在主要矿物组成上以石英、钾长石和钠长石(或富钠斜长石)为主. 与正常类型花岗岩相比, 高分异花岗岩中的钾长石多为微斜长石, 甚至出现天河石(富Rb钾长石); 斜长石逐渐减少, 并向富钠方向演化. 通常的I-或S-型花岗岩, 角闪石或辉石的强烈结晶与分离, 会导致岩石向富铝方向演化(即铝饱和指数增加), 从而出现较多的白云母和石榴石(锰铝榴石). 另一方面, 随着分异作用的不断进行, 岩浆中H_2O、Li、F、B、Cl和P等挥发分不断增加, 从而出现锂云母、锂辉石、透锂长石、萤石、黄玉、电气石和磷灰石等特征矿物(因而又称之为Li-F花岗岩, 朱金初等(2002)). 在岩浆演化的不同阶段, 电气石的成分会呈现一定的变化. 早期的电气石含较多的Mg和Fe, 而高度演化的花岗岩浆有可能晶出铝含量高的锂电气石(Zhang等, 2008). 就云母而言, 它在岩浆演化过程中, 依次从镁质黑云母、镁铁质黑云母、铁质黑云母, 向锂铁云母和锂云母方向演化(李洁和黄小龙, 2013; Li等, 2015). 因此, 锂电气石、锂云母或含锂白云母的出现是高分异花岗岩最重要的造岩矿物学标志.

但最为重要的是, 高分异花岗岩在副矿物组成及成分上具有明显的特色. 特别是锆石, 它是花岗岩中最重要的副矿物. 在未分异或弱分异的花岗岩中, 锆石基本上为早期结晶矿物; 但在高分异花岗岩中, 锆石属于晚结晶矿物(Breiter等, 2014). 高分异花岗岩大多还含有较多的继承锆石, 它们或来自源岩, 或来自围岩的混染, 但它所具有的新生锆石几乎毫无例外地显示出较高的Hf和P含量, 从而使富铪/磷锆石成为高分异花岗岩最重要的副矿物标志(Huang等, 2002; Chudík等, 2008; Wang X等, 2010; Černý等, 2012). 值得指出的是, 此时的全岩和锆石均具有较低的Zr/Hf比值(Bau, 1996; Breiter等, 2014; Deering等, 2016). 位于中国新疆阿尔泰的可可托海3号伟晶岩是世界上少见的经历高度分异的岩浆结晶演化产物, 它就产出世界上少见的富铪锆石(Yin等, 2013). Breiter等(2014)还提出, 以锆石的Zr/Hf比值, 可将花岗岩划分为普通花岗岩(Common granites, Zr/Hf>55)、中等分异花岗岩(Moderately evolved granites, 25<Zr/Hf<55)和高分异花岗岩(Highly evolved granites, Zr/Hf<25)三类. 除Hf元素外, 高分异花岗岩中的锆石经常具有较高的U或Th含量, 与所谓的热液锆石极为类似(Wang等, 2016).

除上述所阐述的副矿物外, 花岗岩在高度分异过程中将随锆石的晶出而致使Zr含量降低, 但常伴随独居石和磷钇矿的出现. 但遗憾的是, 目前对这两个矿物的详细研究还不多见(René, 2014). 其他常见的副矿物除磷灰石和榍石外, 还包括与W、Sn、Nb、Ta、Be、Cs和稀土元素矿化有关的矿物, 如黑钨矿、锡石、铌钽矿、细晶石、绿柱石、硅铍钇矿、铯沸(榴)石、富铯云母、氟碳铈矿、硅钛铈矿和钍石等. 特别是绿柱石和铌钽矿, 它们是高分异花岗岩中常见的标志性矿物(London和Evensen, 2002; Chudík等, 2008; Merino等, 2013). 根据London和Evensen(2002)的研究成果, 未分异的花岗质岩石的Be含量大约在4~6ppm左右, 这样的花岗质岩浆只有经历非常强烈的结晶分异作用, 其绿柱石的晶出才有可能.

高分异花岗岩在地质上的另一个重要特征是它的成矿专属性. 实际上, 这类花岗岩中分异最彻底的端元在矿床学界又被称之为稀有金属或稀有元素花岗岩(Rare metal(element)granite), 与其伴生的矿产主要有钨(W)、锡(Sn)、铌(Nb)、钽(Ta)、锂(Li)、铍(Be)、铷(Rb)、铯(Cs)和稀土(REE)等, 其中尤以中国华南为典型代表. 其中江西雅山414岩体是Nb-Ta成矿作用的典型代表, 与W-Sn 有关的代表性岩体有江西大吉山、西华山、灵山, 湖南千里山、香花岭、邓埠仙, 广西栗木、大厂等(Yin等, 1995; Zhu等, 2001). 我们愿意指出的是, 根据目前的资料, 华南锡矿山锑矿的形成时代与区域内大面积的燕山期高分异花岗岩时代一致(Peng等, 2003). 而在喜马拉雅地区, 目前发现大量的以扎西康为代表的锑-铅-锌-金矿床, 并显示钨-锡-铋

的异常. 虽然缺乏明确的地质关系证据, 但这些矿床的形成时代与区内喜马拉雅淡色花岗岩一致, 它们两者应该具有成因上的联系(梁维等, 2015).

欧洲的华力西(又称海西)造山带是高分异花岗岩及相关成矿作用极为发育的另一个地区. 仅以法国中央地块为例, 那里的花岗岩占基岩出露面积的一半左右. 除少量含角闪石的花岗闪长岩外, 其花岗岩的主体为过铝质的二云母花岗岩, 约30%为暗色矿物含量低的高分异淡色花岗岩. 根据目前的总结(Marignac和Cuney, 1999), 华力西造山带与花岗岩有关的成矿作用可划分为不同的类型, 但与晚期高分异花岗岩伴生的矿产主要为W、Sn、Ag、Sb、U、Nb和Ta, 其中最著名的就是法国中央地块北部Beauvoir岩体的Sn-Nb-Ta-Li-Be成矿作用(Cuney等, 1992; Raimbault等, 1995). 该花岗岩分布在中央地块北部, 是隐伏地下侵入于云母片岩中的花岗岩席的一部分, 岩体本身为含锂云母和黄玉的钠长花岗岩, 显示清楚的矿物成分条带, 反映岩浆高度的结晶分异特征. 岩石的地球化学组成主要表现为较低的稀土元素含量, 与中国江西雅山的414岩体极为类似, 反映基本相同的成岩成矿过程.

细心的读者可能已经发现, 高分异花岗岩是否就是Li-F花岗岩或稀有金属花岗岩? 我们倾向于认为, 高分异花岗岩岩石类型广泛, Li-F花岗岩或稀有金属花岗岩只是高分异花岗岩的端元代表, 很多二云母花岗岩或者石榴石花岗岩并没有发生任何矿化, 但不排除它可能是花岗岩浆高度结晶分异作用的产物.

4 高分异花岗岩的地球化学识别

前已述及, 高分异花岗岩在地质、岩石及矿物学上存在一定的特征, 这是我们准确厘定这一类型岩石存在的重要基础. 但在很多情况下, 我们不得不借助地球化学方法来对其进行确认. 首先, 从主量元素组成来看, 高分异花岗岩具有铝过饱和的特征, 这也与它常含石榴石、白云母的矿物特征相吻合.

在微量元素组成上, 目前已提出多种参数来表征花岗岩的结晶分异程度. 很显然, 花岗岩浆在结晶分异过程中将导致Cr、Ni、Co、Sr、Ba和Zr等微量元素的显著降低, 以及Li、Rb和Cs等含量的显著增高(Gelman等, 2014; Lee和Morton, 2015). 但相对而言, 微量元素的比值在衡量岩浆结晶分异程度方面有明显的优势, 如我们通常使用的Rb/Sr、Rb/Ba和K/Rb比值等(Halliday等, 1991). 在我们日常研究当中, K/Rb、Zr/Hf、Nb/Ta和Y/Ho等地球化学行为一致元素(简称双胞胎元素)比值在一般的岩浆体系中并不发生数值的变化(Green, 1995), 但当岩浆由于分异而发生性质上的明显改变时, 这些比值都将显著变小(Bau, 1996; Dostal和Chatterjee, 2000; Linnen和Keppler, 2002; Claiborne等, 2006; Deering和Bachmann, 2010; Dostal等, 2015; Ballouard等, 2016). 因而, 有研究者提出, 同锆石Zr/Hf比值类似, 全岩的Zr/Hf和Nb/Ta比值也可视为花岗岩浆结晶分异程度的标志(Pérez-Soba和Villaseca, 2010; Ballouard等, 2016). 如Bau(1996)就提出Zr/Hf=26可作为花岗岩体系岩浆-热液的分界, Ballouard等(2016)提出以Nb/Ta=5可将过铝质花岗岩划分为正常结晶分异成因和岩浆-热液相互作用成因. 我们认为这些都可能是高分异花岗岩与超分异花岗岩的地球化学界限, 只不过超分异花岗岩很可能与岩浆热液作用关系密切. 按照这一标准, 华南中生代花岗岩和喜马拉雅淡色花岗岩不仅大多是高分异成因的, 而且有不少是超分异的(图1). 值得注意的是, A型花岗岩也具有偏离正常岩石的Zr/Hf和Nb/Ta比值, 且随Zr含量减少, Zr/Hf比值降低, 反映不少A型花岗岩也经历过高度结晶分异作用.

岩浆分异过程中, 其结晶温度呈降低趋势, 这就决定了高分异花岗岩应该具有较低的结晶温度, 因而表征温度数值的Zr元素在高分异花岗岩中含量较低.

稀土元素含量趋低、轻重稀土比值趋小和Eu负异常加大几乎是所有高分异花岗岩的特征(Miller和Mittlefehldt, 1982, 1984; 李洁和黄小龙, 2013; Gelman等, 2014), 指示富含稀土元素的锆石、独居石、褐帘石、磷钇矿和石榴石等及长石类矿物的分离. 更为重要的是, 它们多显示稀土元素的四分组效应(Tetrad effects). 通常说来, 除Eu元素外, 其他稀土元素在球粒陨石标准化图解上是一条圆滑的曲线, 但在岩浆发生高度分离结晶后, 熔体中出现大量的流体. 而熔体与流体的相互作用, 将改变岩浆中稀土元素的地球化学行为, 从而使它们呈现特殊的分布样式(Masuda和Akagi, 1989; Bau, 1996; Irber, 1999; Monecke等, 2011). 中国华南约有数十个岩体(如千里山岩体)出现这种稀土元素分布类型(赵振华等, 1992; Zhao等, 2002), 其他的还有中国东北地区的卧都河、东清和香水园子(Jahn等, 2001; Wu等, 2004), 新疆阿勒泰的将军山和东天山的

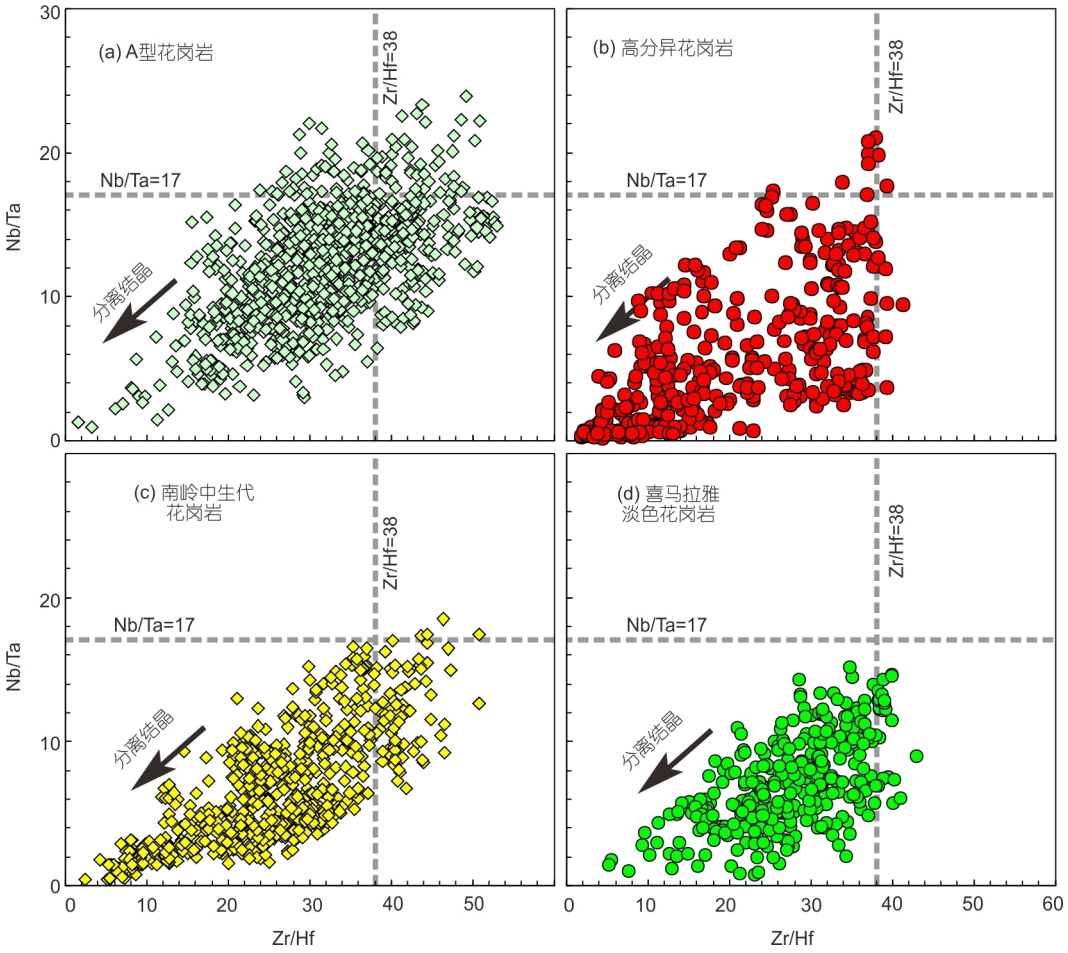


图 1　高分异花岗岩、A型花岗岩及喜马拉雅淡色花岗岩和南岭中生代花岗岩Zr/Hf-Nb/Ta变异图

数据来源见网络版附录, http://earthcn.scichina.com

白石头泉(Gu等, 2011; Wang Z Q等, 2014)等岩体.

从同位素的角度来看, Sr、Nd、Hf和Pb等同位素主要反映了花岗岩浆源区的物质组成、围岩同化混染以及不同岩浆间混合等方面的情况, 对岩浆结晶分异的具体过程难以提供有价值的信息. 但近几年发展起来的非传统稳定同位素有可能对岩浆分异过程提供重要约束. 有限的资料显示, 即使是分异程度较强的花岗岩, 也并不显示Li同位素异常(Teng等, 2006), 但分异程度更高的伟晶岩却显示了Li同位素的变化(Teng等, 2006; Barnes等, 2012; Deveaud等, 2015). 目前研究还发现, 高分异花岗岩有可能显示Fe、Cu和Zn的同位素异常(Poitrasson和Freydier, 2005; Foden等, 2015), 但在Mg同位素上仍无体现(Liu等, 2010), 具体机理目前还不明朗.

尽管我们对高分异花岗岩的地球化学特点做了归纳与总结, 但毫无疑问, 很多花岗岩在类型的确定上仍存在难度. 例如, 高分异花岗岩与A型花岗岩, 特别是铝质A型花岗岩就很难区分. Whalen等(1987)通过资料的总结发现, A型花岗岩具有低Al高Ga和Zr的特点, 从而提出10000Ga/Al=2.6与Zr=250ppm作为A型与其他类型花岗岩的分界. 即A型花岗岩的10000Ga/Al比值要大于2.6, Zr>250ppm. 但很多情况下, 高分异花岗岩也因为具有较高的10000Ga/Al比值而落入A型花岗岩区(Linnen和Cuney, 2004; Pérez-Soba和Villaseca, 2010; Breiter等, 2013), 或A型花岗岩由于强烈的结晶分异作用而落入高分异花岗岩区(King等, 2001). 因而, 部分研究者认为A型花岗岩与高分异花岗岩不易区分. 对此问题, 我们提出如下区分方案. 首先, A型花岗岩的最大特点是高温. 尽管A型花岗岩也存在分异作用, 它在图2上的趋势是从A型花岗岩区向高分异花岗岩

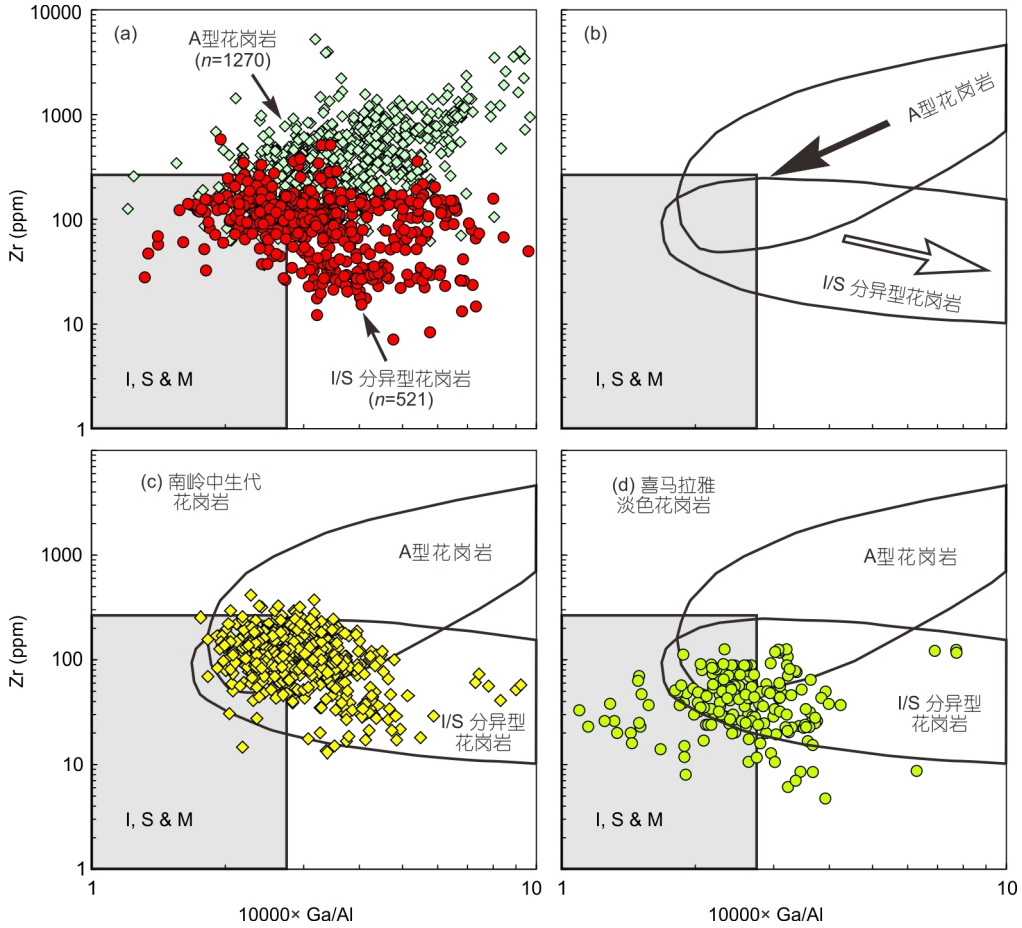


图 2　**A型花岗岩与高分异花岗岩判别图解**

原图据Whalen等(1987), 数据同图1

区演化. 相反, I-或S-型花岗岩在分异的过程中, 其10000Ga/Al比值逐渐升高, 显示与A型花岗岩相反的趋势(图2). 因此, 尽管结晶分异作用强烈的A型花岗岩也是一种高分异花岗岩, 但它与高分异的I或S型花岗岩特征仍有所不同. 但毋庸置言, 对部分高分异花岗岩而言, 欲确定它们是I型还是S型花岗岩确实难度很大. 对此, 学者们已有详尽的论述(Chappell, 1999; 吴福元等, 2007; Gao等, 2016b).

为进一步明确高分异花岗岩的识别标志, 我们以华南中生代花岗岩来对这一问题做进一步的说明. 华南地区的这些花岗岩主体属准铝-弱过铝质, 但湘赣粤交界区的多数花岗岩由于出现白云母或者白云母与黑云母共存而被称之为二云母花岗岩, 有时还出现石榴石. 由于它们的富铝特征, 因而绝大多数学者认为这些花岗岩为S型. 李献华等(2007)曾提出, 华南燕山期花岗岩主体应为I型, 但遭到汪洋(2008)的质疑. 就具体岩体而言, 广州北部的佛冈岩体就有S型、I型和A型之说(陈小明等, 2002; 包志伟和赵振华, 2003; Li等, 2007; 陈璟元和杨进辉, 2015). 从图2展示的情况可以看出, 华南燕山期花岗岩在整体上毫无疑问应属于高分异花岗岩, 而非A型花岗岩. 结合这些花岗岩弱分异类型岩石中角闪石的出现, 我们倾向于认为华南燕山期花岗岩应为I型(Li等, 2007), 或者更确切地应称之为I-高度分异型. 即, 高度结晶分异作用是华南花岗岩的最大特色, 这是我们理解华南花岗岩成岩与成矿的关键所在. 同理我们也可看出, 喜马拉雅淡色花岗岩与东南亚含锡花岗岩也都是高分异成因的(图2, Ng等, 2015).

以上我们对高分异花岗岩的地质学、岩石学、矿物学和地球化学特点进行了较为详细的介绍, 但细

心的读者会关注初始熔体和残留熔体的区分问题. 诚然, 地壳岩石发生初始部分熔融时, 所形成的熔体为接近Q-Ab-Or体系最低共熔点的低温花岗岩岩浆, 它与经历高度结晶分异作用后的高分异花岗岩在主要元素成分上基本一致, 因而两者也具有相似的主要矿物组成. 但是, 初始熔融形成的熔体大多由于温度较低而不具有较强的上侵能力, 因而多以浅色体的形式赋存在源岩之中. 根据我们掌握的资料, 混合岩地区初始熔融的熔体极少见到我们上面所提及的各类特殊矿物(如铪锆石、绿柱石和铌钽矿等), 以及这些矿物所具有的特殊成分, 也没见及它们具有类似四分组效应那样的特殊地球化学组成. 因此, 高分异花岗岩与初熔花岗岩可很好区分, 因为它们具有不同的地质产状、矿物种类和地球化学组成. 特别是副矿物的种类和组成, 是我们确定高分异花岗岩存在与否的重要标志. 读者关心的第二个问题是, 高分异花岗岩究竟如何定义? 传统说来, SiO_2和MgO含量、含镁指数(MgO/(MgO+FeO)或者$Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$)、分异指数(Differentiation Index, Q+Or+Ab+Ne+Lc+Kp六种标准矿物之和)、固结指数(Solidification Index, $MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O)$)等, 都是衡量岩浆结晶分异作用的重要指标. 但对于高分异花岗岩而言, 这些传统指标较难奏效, 目前较多地还是依赖于地质学、岩石学、矿物学和地球化学等方面的综合指标. 诚然, 开发和总结新的指标体系, 将是未来高分异花岗岩研究的重要内容.

5 花岗岩浆高度分异机制

5.1 花岗岩浆粘度及其变化

高分异花岗岩的提出与研究已经历相当长的时间, 但对花岗岩浆为何能够发生高度结晶分异作用, 目前并无系统研究和共识. 正如前面讨论的那样, 所谓岩浆结晶分异作用就是固-液发生分离的过程. 而岩浆的晶-液分离要么与岩浆的自身性质有关, 要么它受到过某种外力作用的控制. 就岩浆自身性质而言, 控制其晶-液分离的主要因素是粘度. 从目前的研究结果来看, 岩浆的粘度与其成分、温度、压力和挥发分含量关系密切. 但我们关心的是, 岩浆在结晶分异的过程中, 其粘度的变化是否有益于结晶分异作用的发生.

花岗岩浆在晚期结晶分异过程中, 其主要元素成分不会发生大的变化. 结晶过程中温度的降低, 可使岩浆的粘度有所提高, 但结晶过程中H_2O等挥发分的富集可显著平衡这一效应. 一系列实验岩石学证明, 岩浆结晶过程中挥发分的聚集不但可抵消由于温度降低而带来的粘度增加, 甚至还可使岩浆的整体粘度有所降低(Johannes和Holtz, 1996). 根据Scaillet等(1996)的实验结果, 喜马拉雅淡色花岗岩在结晶过程中, 岩浆的粘度可降低1~2个数量级, 这与我们以前认为的长英质岩浆在结晶过程中粘度变大的认识有所不同. 他们通过实验还进一步认为(Scaillet等, 1998), 花岗岩及与它们同成分的喷出岩在粘度上并无显著差别, 导致它们上升喷发还是侵入地下取决于岩浆周围地体的应力状况等因素, 与岩浆本身的粘度无关. Scaillet等(1996)还确定出喜马拉雅淡色花岗岩浆的粘度大约在$10^{4.5}$Pa s左右, 只比玄武岩浆的粘度约高100倍左右. Clemens和Petford(1999)还进一步认为, 无论是英云闪长岩还是淡色花岗岩, 尽管它们成分变化较大, 其岩浆粘度基本一致, 约比玄武岩浆高10~1000倍.

在高分异花岗岩中, 影响岩浆粘度的另一个重要因素是F、B和Li等挥发性元素, 因为这些元素在岩浆分异过程中是逐渐富集的. 尽管大多数高分异花岗岩的B_2O_3含量<1%, 但这1%wt B_2O_3的加入, 可使岩浆粘度降低至少1个数量级(Dingwell等, 1992). Li的富集对岩浆粘度的影响, 我们所知甚少, 但F对岩浆性质的变化研究较多. F的加入一方面可显著降低岩石的熔点(Manning, 1981); 同时, F可显著改变岩浆的熔体结构, 从而使其粘度显著降低. 根据实验结果, 如果在假花岗岩体系中加入3%wt的F, 其岩浆的粘度可降低5个数量级(Dingwell等, 1993). 一般的高分异花岗岩, 其F的含量约在1%左右, 但伟晶岩可达3%左右(London, 2008), 这就不难理解为何我们能够观察到黄玉流纹岩的喷发. F的富集不仅显著改变了岩浆的粘度, 它的加入还使熔体的地球化学行为发生改变, 岩浆晚期富氟矿物的结晶还可伴随显著的稀土及高场强元素的成矿作用等(McPhie等, 2011).

从上述论述不难看出, 花岗岩浆一旦启动结晶分异作用, 其残余熔体的粘度在结晶过程中是不断降低的, 它的上侵能力得到增强, 因而有益于结晶分异作用的发生. 但如果晶出的矿物不能与熔体分离, 岩浆的粘度将随其中晶体的增多而逐渐增大. 此时, 压实作用将使部分熔体发生分凝. 但更重要的是, 在外来

应力的作用下, 岩浆发生变形诱导的流动, 进而达到固-液的分离.

5.2 变形作用与花岗岩浆分异

变形作用对岩浆的结晶分异可产生显著的影响, 这是学术界的共识(Hollister和Crawford, 1986; Wickham, 1987). 很多同构造侵位的花岗岩体, 其边部的镁铁质岩石多具有较强的同岩浆变形(即只有条带状构造和矿物定向, 但矿物本身并不变形), 但岩体中心的长英质岩石基本上为未受变形影响的块状构造. 对乌拉尔地区Stepninsk岩体的研究发现, 岩石中较早结晶的镁铁质矿物较晚期结晶的长英质矿物显示更强的变形作用, 显示变形驱动的压滤作用是导致岩浆分离结晶的重要机制(Bea等, 2005). Tartèse和Boulvais(2010)通过欧洲海西造山带的工作, 提出同种性质的花岗岩由于侵位深度的不同而显示分异程度的不同. 相对侵位较深的花岗岩而言, 经历较长搬运距离的浅就位花岗岩暗色矿物云母含量较低, 但SiO_2含量和铝饱和指数较高, 在一系列微量元素指标上也显示高度分异作用的特点, 表明上侵是花岗岩浆发生分异作用的重要途径.

类似地, 我们曾提出(吴福元等, 2015), 喜马拉雅淡色花岗岩是目前地球上最大规模的高分异花岗岩. 究其原因, 我们推测可能与特提斯喜马拉雅与高喜马拉雅之间的藏南拆离系(South Tibetan Detachment System, STDS)有关. 一般说来, 花岗岩浆起源于30~40km的深度, 其侵位深度多在10~20km左右, 即岩浆大约经历20~30k的运移. 但对喜马拉雅淡色花岗岩而言, 我们认为它来源于约60~70km的加厚地壳底部, 然后该岩浆随高喜马拉雅变质岩系的折返而沿STDS侵位. 假设STDS的倾角是30°, 岩浆的侵位深度为10~20km, 那么岩浆运移的距离将长达到100km左右, 比一般情形下岩浆运移的距离要长得多. 至此, 我们就不难理解世界上最高程度分异的花岗岩为何发育在喜马拉雅地区了.

如果这一推测成立, 那变质核杂岩, 特别是其边部的伸展性拆离断层将是高分异花岗岩最为发育的部位. 本文作者对变质核杂岩未做过系统的研究, 但提供以下线索供读者参考. 在中国的辽东半岛, 与辽南变质核杂岩伴生的花岗岩大量发育. 但在靠近西部的拆离断层附近, 同构造的花岗岩(如赵屯、洼子店、七星台、饮马湾山和古道岭等岩体)主要由两种岩性所组成. 早期花岗岩为石英闪长岩和花岗闪长岩, 组成矿物定向排列但多无晶内变形, 晚期主要为细粒浅色花岗岩组成, 它们几乎不显示任何定向构造, 且这种细粒均匀的岩石在变质核东部的同时代其他岩体中鲜有见及(郭春丽等, 2004). 同样的情况出现在北京北部的云蒙山岩体, 在该岩体南侧的河防口拆离断层中, 经常出现有分异程度高的石榴石淡色花岗岩. 更显著的是, 在北美Cordillera造山带的Shuswap-Okanagan和Whipple Mts两大变质核杂岩区, 其变质核和拆离断层均发育有分异演化程度高的淡色花岗岩(Vanderhaeghe, 1999; Hinchey和Carr, 2006). 因此, 赋存构造与岩浆分异程度的关系将是未来高分异花岗岩成因研究的重要突破口.

6 高分异花岗岩的岩石学意义

6.1 高分异花岗岩与高硅流纹岩

既然花岗岩能够发生高度结晶分异作用, 那分异的岩浆能否喷出地表形成流纹岩呢? 这就是近几十年岩石学界热烈讨论的花岗岩-流纹岩的关系问题(Bachmann等, 2007; Lipman和Bachmann, 2014; Keller等, 2015). 至少从20世纪50年代以前, 人们认为花岗岩与流纹岩不存在任何成因上的联系(Read, 1957). 根据“深源浅就位”的原理, 花岗岩的源区要比流纹岩的浅, 即两者是来源于不同深度的岩浆各自结晶而成的. 但后来一系列火山-侵入杂岩的发现与研究, 导致20世纪80年代“三同”概念的提出(王德滋等, 2000), 即同时间、同空间、同物质来源. 所谓同时间, 即火山岩和花岗岩的形成时代相近; 所谓同空间, 即火山岩与花岗岩存在于同一火山机构内或相邻的空间; 所谓同物质来源, 即火山岩与花岗岩具有相近的物质源区. 也就是说, 花岗岩和流纹岩在时、空、源上具有统一性.

然而, 近10年来, 上述模式逐渐被盛行的晶粥体模型(MUSH)所取代(请注意与我们经常讨论 的MASH-melting, assimilation, storage, homogenization模型的不同; Hildreth和Moorbath, 1988). 该模式首先由Hildreth(2004)及Bachmann和Bergantz(2004)所提出, 意指当花岗岩浆在岩浆房发生结晶时, 结晶的晶体周围分布着一定数量的熔体, 形成所谓的晶体粥. 随着结晶作用由外向内逐渐推进, 残留的熔体也将逐渐向岩浆房中心集聚. 但由于花岗岩浆较高的粘度, 上述岩

浆将一直保持在岩浆房内而不会向上产生显著的位移. 然而, 当岩浆房受到构造破坏或热干扰时, 残余的岩浆将会喷出地表形成流纹岩, 而残留在岩浆房中的岩浆结晶成花岗岩(图3). 在这一模型中, 花岗岩与流纹岩也是同时间、同空间、同物质来源. 但与以前模型不同的是, 此模型中的流纹岩与花岗岩构成液-固互补关系, 即流纹岩是花岗岩的结晶残余相.

我们不拟介绍该模型的细节及近期研究进展, 只是指出以下几点供读者参考. 第一, 根据固-液互补原理, 喷出的岩浆显然是富硅的, 且大多是快速冷却的, 因而有高硅流纹岩(High-silica rhyolite)或贫晶体流纹岩(Crystal-poor rhyolite)之称; 而残留体显然要相对贫硅和富含晶体, 一般认为其应该是英安质, 从而多将其称之为富晶体的英安岩或安山岩(Crystal-riched dacite or andesite)(Huber等, 2012). 第二, 岩浆房中残存的岩浆喷出地壳形成流纹岩; 但如果有运移但不喷出地壳, 就应该形成细粒花岗岩或细晶岩; 基本没有位移时, 残余岩浆将与早期结晶的矿物共存. 第三, 残余岩浆是否能够喷发主要取决于岩浆房是否受到足够的外来干扰或打破平衡. 构造裂隙的发育是导致岩浆房减压而发生喷发的可能机制之一, 但更多的是岩浆房可能受到深部热的影响而导致岩浆喷发. 例如, 当岩浆房遭到镁铁质岩浆贯入时, 其较高的温度将使残余的长英质岩浆发生向上的运移而喷发(Hildreth, 2004), 甚至使深部的堆晶体再次发生部分熔融而形成新的富含晶体的岩浆(Simakin和Bindeman, 2012; Bachmann等, 2014; Wolff等, 2015). 鉴别上述两种机制的可靠方法是, 检查高硅流纹岩或细粒花岗岩中的石英与长石斑晶, 确认它们在生长过程中是否遭受过高温事件的影响, 或检查这些岩石与富晶体的包体之间的温度变化情况(Wark等, 2007; Wolff等, 2015). 锆石的研究也可对上述过程提出制约(Miller等, 2007).

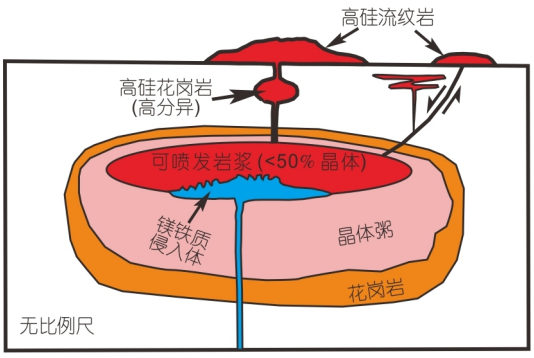


图 3　高硅花岗岩/流纹岩形成的晶粥体模型

据Bachmann和Bergantz(2008)、Castro(2013)修改

尽管晶粥体模型在长英质火山岩研究中广受瞩目, 但在花岗岩研究中, 该模型还较少受到注意(Castro, 2013; Gelman等, 2014; Lee和Morton, 2015). 我们推测, 很多高分异花岗岩就是通过上述晶粥体模型实现的. 即深部岩浆房的残余岩浆形成高分异的高硅花岗岩, 而残留在岩浆房的物质结晶成富含斑晶的花岗岩类. 视剥蚀深度的不同, 浅层次剥蚀较多地保留高分异花岗岩的分布, 而较深的剥蚀将使岩浆房抬升至地表, 此时的花岗岩多以含钾长石斑晶的花岗闪长岩为主. 即高分异花岗岩与似斑状花岗闪长岩在岩石学上构成液体-固体的互补关系. 这一假设是否成立, 有待今后进一步工作的检验. 特别是中国华南内陆中生代岩体中的的主体与补体花岗岩、东南沿海火山-侵入杂岩中的低硅正长岩-高硅流纹岩(图4), 可为上述模型提供重要约束.

关于中国华南内陆的中生代花岗岩, 主体与补体共存的现象较为普遍, 以前大多认为它们是同源岩浆分离结晶作用而致. 但最近有学者对这一观点提出质疑(Chen等, 2014; Wang等, 2014), 认为它们是不同时代形成的侵入体. 我们注意到, 部分中生代花岗岩的主体与补体确实不是同时形成的, 如广东的连阳岩体(高剑峰等, 2005), 但这是否适用于所有其他岩体, 需要认真而细致的工作. 如著名的佛冈岩基, 其内部各不同岩体的形成时代基本一致(Li等, 2007). 仅就研究程度较高的千里山岩体而言, 尽管Chen等(2014)和Guo等(2015)报道的年龄互不一致, 但他们报道的岩体内部不同岩相的时代在各自误差范围内一致. 西华山、雅山和骑田岭等岩体也不例外. 特别是雅山414岩体, 其早期白云母花岗岩的时代与晚期Nb-Ta矿化花岗岩的时代完全一致(楼法生等, 2005; Che等, 2015). 但值得指出的是, 华南地区的这些中生代岩体, 经常出现晚期或基本同期的镁铁质岩石, 它们对高分异花岗岩的形成与就位可能起了十分重要的作用. 第二, 除通常与W-Sn矿伴生的黑云母-二云母花岗岩外, 华南还经常有其他类型花岗质岩石的产出. 如在千里山岩体以西, 就出现有花岗斑岩(黄沙坪)和花岗闪长斑岩(水口山、宝山和铜山岭). 特别是后者, 它们的年代比W-Sn有关的花岗岩略老或基本相当, 但具有完全不同的地

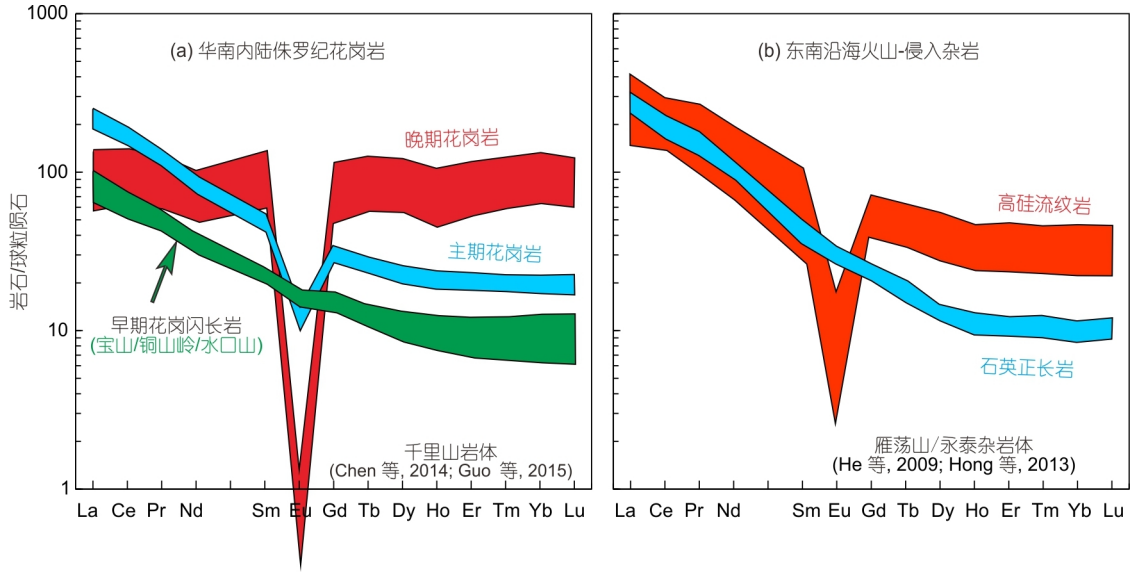


图 4　**华南内陆花岗岩主体-补体及东南沿海火山-侵入杂岩稀土元素对比**

数据来源: Chen等(2014)、Guo等(2015)、He等(2009)和Hong等(2013)

球化学组成. 它们是否相当于W-Sn花岗岩的堆晶相, 值得今后进一步研究时注意. 此外, 华南的这些花岗岩, 特别是高分异花岗岩的锆石U、Th含量高, 其U-Pb准确定年并非易事, 因而导致不同研究者对同一岩体测年结果的不一致性, 进而影响岩体成因的讨论. 因此, 未来在加强锆石U-Pb定年的同时, 更应注意其他矿物同位素定年方法的开发与研究.

作为花岗岩方面的实例, 我们愿意介绍Miller和Miller(2002)展示的美国西部盆岭省中新世侵位的Searchlight岩体的情况(图5). 该岩体位于拉斯维加斯南的科罗拉多谷地, 面积约100km^2. 经过构造恢复发现, 该岩体代表了一个凝结的花岗岩浆房. 它主要由四种岩石类型组成: 底部为中-粗粒石英二长岩, 显示近水平的岩浆叶理, 解释为岩浆房中的堆晶体; 顶部为细粒石英二长岩, 块状构造, 成分较前者更偏长英质, 推测为岩浆房结晶的前锋; 中部为细粒为主的淡色花岗岩, 并有垂向长英质岩脉贯入, 应为岩浆房结晶的残余熔体. 在中部花岗岩中或偏下部位, 存在有形态各异的辉长岩体或岩块, 它与花岗岩之间显示复杂的岩浆混合作用特征. 该岩浆房的发现与确认, 为其他地区的类似研究提供了极为难得的实例.

除此之外, Wyborn等(2001)介绍了澳大利亚Lachlan褶皱带中Boggy Plain超单元(supersuite)的实例. 该超单元为区内为数不多的高温I型花岗岩, 其成分变

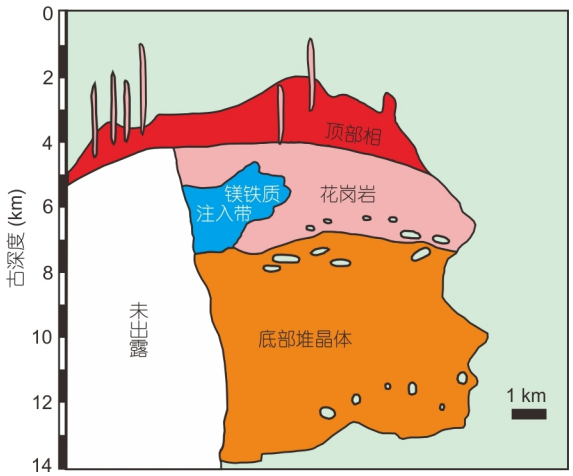


图 5　**美国内华达Searchlight岩体剖面图**

据Bachmann和Bergantz(2008)修改

化范围大, 但基本可划为以闪长岩、石英闪长岩和石英二长闪长岩为主的镁铁质端元, 和以二长花岗岩、流纹岩为主的长英质端元, 两者之间较少有过渡性岩石产出. 详细研究发现, 镁铁质端元岩石分布面积大, 条带状构造清楚, 是初始花岗岩浆房中的堆晶岩; 而长英质端元面积小, 以“漂浮”的岩席形式就位于岩浆房顶部, 是岩浆结晶分异过程中的残余熔体相. 实际上, 这一岩石成因模式与我们上面讲述的晶粥体模型基本一致.

6.2 高分异花岗岩与堆晶花岗岩

如前所述, 高分异花岗岩在自然界广泛分布, 只是以前我们对它少有关注. 我们曾提出(吴福元等, 2015), 如果根据源岩特征可以将花岗岩划分为火成岩来源的I型和沉积岩来源的S型的话, 同样我们也可以根据结晶分异作用的程度将花岗岩划分为原生型和分异型, 其中分异型还可进一步划分为低(弱)分异型和高(强)分异型. 目前的困境是, 如何度量这些不同的类型, 我们期待学术界的共同努力, 但全岩样品的Nb/Ta、Zr/Hf比值和锆石的Zr/Hf比值至少可供我们目前研究参考(Bau, 1996; Dostal和Chatterjee, 2000; Claiborne等, 2006; Breiter等, 2014; Ballouard等, 2016).

诚然, 与分异花岗岩相对应的是堆晶花岗岩(Cumulated granite). 从这一角度来看, 高分异花岗岩和堆晶花岗岩是未来花岗岩研究的两个重要学术前沿. 但目前学术界对堆晶花岗岩的研究要薄弱得多(McCarthy和Groves, 1979; Clemens, 2003; Weinberg, 2006; Castro, 2013), 主要是对它的判别标志有所争议. Chappell和Wyborn(2004)对这一问题进行过先期探索, 但他们认为, 堆晶作用在澳大利亚Lachlan褶皱带花岗岩成因演化中并不占主导地位, 因为那里的花岗岩主要是低温的, 岩浆的矿物堆晶作用难以发生. 只有高温的占Lachlan褶皱带花岗岩面积3.7%的Boggy Plain超岩套, 发育有比较清楚的堆晶花岗岩及相伴生的高分异花岗岩(Wyborn等, 2001). 但也有学者提出不同意见(Clemens, 2003; Collins等, 2006; Vernon和Paterson, 2006; Vernon和Collins, 2011), 他们认为很多花岗岩表现出的低温是岩浆长期分异演化及下面所要阐述的围岩同化混染的结果. 他们还提出了鉴别花岗岩堆晶体的16条岩石学标志, 包括局部矿物聚集、大量自形晶的相互接触、岩浆早期结晶矿物(antecrysts)、钾长石或斜长石不同类型环带构造的共存、晶体接触熔融、暗色镁铁质包体及其中的钾长石斑晶、与碎屑沉积岩类似的粒序层理或成分层理等. 这些标志可供我们在实际工作中参考和使用. 我们相信, 堆晶花岗岩在未来一段时间内将会得到较多的注意, 从而有更多的判据被提出和使用.

6.3 高分异花岗岩与同化混染作用

实际工作发现, 高分异花岗岩的另一个重要特征是矿物捕虏晶的大量发育. 这些晶体大多被解释为源区的残留晶(Chappell等, 1987; Bea等, 2007), 因而是判断岩浆源区岩石类型及其熔融作用的重要证据. 喜马拉雅然巴淡色花岗岩的研究显示, 这种捕虏晶经常显示与寄主岩石不平衡的同位素组成(Ayres和Harris, 1997), 但与花岗岩侵入的围岩关系却非常密切(Liu等, 2014, 2016). 因而我们推测, 花岗岩浆在运移的过程中, 一方面发生结晶分异作用, 同时伴随地壳的混染作用, 即所谓的AFC(assimilation fractional crystallization)过程. 在混染的早期阶段, 围岩物质不断被岩浆同化, 并随之发生分异, 因而我们较少在花岗岩中发现围岩物质的存在. 但随着同化混染作用的不断进行, 岩浆的温度逐渐降低, 其熔化围岩物质的能力不断下降, 且由于岩浆运移能力的大幅降低, 进而导致围岩物质以残留晶形式在花岗岩中大量存在, 伟晶岩就是这一过程的典型例证.

与此相对应的是, 这些高度分异的花岗岩由于温度较低, 所溶解的Zr含量有限, 从而难以有岩浆锆石的晶出, 这就是高分异花岗岩(如细晶岩、伟晶岩)经常缺失岩浆锆石的原因. 因此, 花岗岩浆的高度结晶分异作用与围岩同化混染作用紧密伴生, 并导致高分异花岗岩与初始未分异的花岗岩在矿物组成与地球化学特征上存在显著差异. 我们不断看到类似的报道, 当花岗岩浆逐渐通过结晶分异作用而向高分异方向演化时, 其最后结晶的花岗岩受围岩物质的影响越来越显著(Rottura等, 1993; Pitcher, 1997; Lackey等, 2006). 从这一角度来看, 高分异花岗岩可能难以反演其源区的物质组成特征, 甚至只是反映了所侵入的围岩的情况. 这一认识尽管与目前的主流观点存在一定出入(Glazner和Bartley, 2006; Mills等, 2009), 但无疑是将来花岗岩研究的重要方向.

我们愿意指出, 围岩的同化混染在以前的花岗岩研究中并未得到充分的重视, 但它在花岗岩成分变化过程中所起的作用应该引起我们更多的关注(Taylor Jr, 1980; Clarke, 2007). 有不少花岗岩出现堇青石、红柱石或夕线石, 被认为是S型花岗岩的典型矿物标志, 但实际上, 它们也可能是岩浆与变质沉积岩捕虏体反应的结果(Maas等, 1997; García-Moreno等, 2007). 以澳大利亚Lachlan褶皱带为例, 岩石学观察和同位素地球化学分析已经揭示(Maas等, 1997; Pitcher, 1997, p136; Waight等, 2001; Vernon, 2007), 该区不少S型花岗岩中

的变质包体其实并不是源区部分熔融的残留, 它们是岩浆在上升和侵位过程中偶然捕获的变质围岩的碎块. 根据这一认识, Vernon(2007)甚至提出, Lachlan褶皱带中的S型花岗岩与伴生的混合岩不存在成因上的联系, 它们是与贫水的麻粒岩相变质相关的高温花岗岩, 而并不是Chappell等(2004)所说的含水情况下形成的低温花岗岩, Chappell等(1987)一直提倡的所谓残留体模式并不成立. 我们怀疑, Lachlan褶皱带中的部分S型花岗岩很可能是被地壳混染的高分异花岗岩, 虽然这一想法目前还需要深入地质观察的支持. 联想喜马拉雅淡色花岗岩, 尽管它在区内广泛分布, 但支持它源自高喜马拉雅变沉积岩系的矿物学证据始终缺乏, 有限地点发现的零星堇青石和红柱石, 不排除它们来自于围岩同化混染作用的可能.

如果上述论述成立的话, 花岗岩在成因上至少可划分为浆混花岗岩(Magma-mixed granite, 注意与混合花岗岩的区别)和壳混花岗岩(Crust-contaminated granite, 或称混染花岗岩)两大类. 关于它们两者的岩石学意义, 作者将另文讨论.

6.4　高分异花岗岩与强过铝花岗岩

强过铝花岗岩(Strongly peraluminous granite)是近几年花岗岩研究中经常见及的名词, 颇受学者们重视(Sylvester, 1998; Chappell等, 2012). 顾名思义, 该岩石主要是指铝饱和指数(Aluminous Saturation Index, ASI; 定义为$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$的摩尔数比, 简称A/CNK)>1.1的花岗岩类(Sylvester, 1998). A/CNK <1.0及位于1.0和1.1之间时, 我们一般分别将其被称之为准铝和弱过铝质花岗岩(图6). 从组成来看, 该类花岗岩主要出现A/CNK>1.0的矿物, 包括黑云母、白云母、石榴石、黄玉、电气石、红柱石、夕线石、蓝晶石

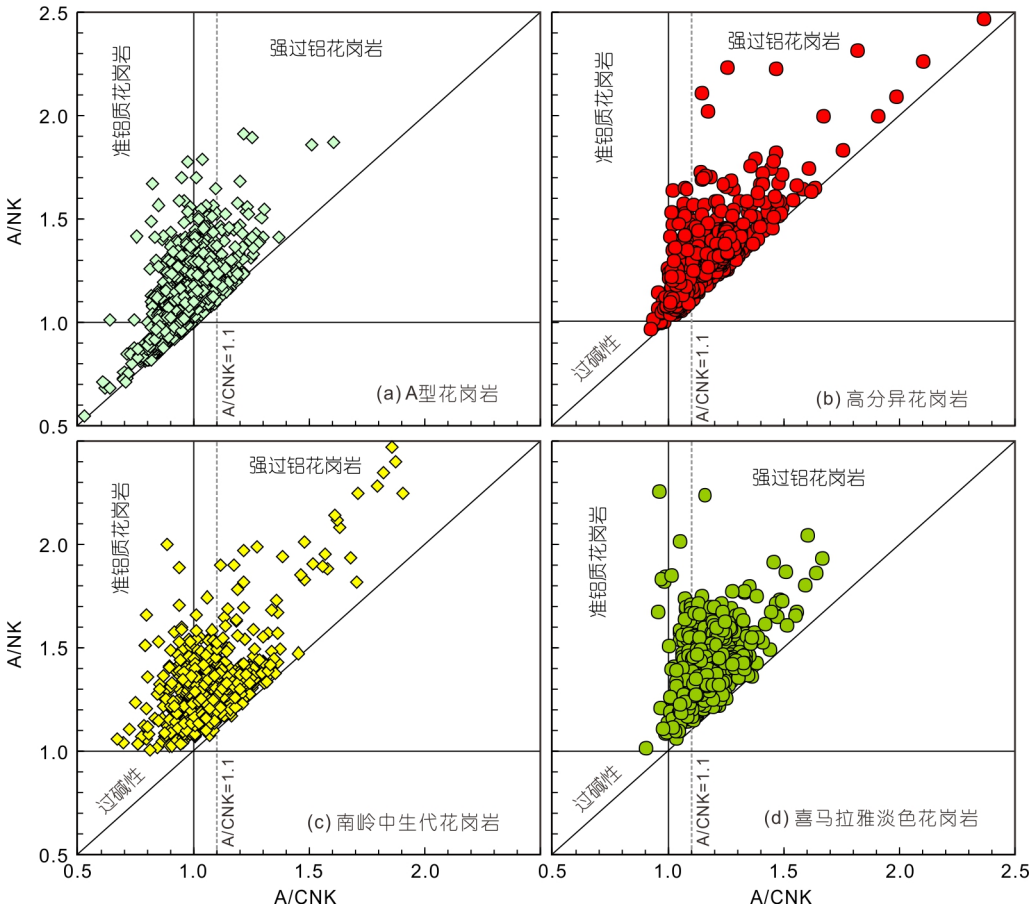


图 6　不同类型花岗岩铝饱和指数(A/CNK)对比

数据同图1

和堇青石等(Clarke, 1981), 其中尤以白云母和石榴石分布最广. Miller(1985)甚至提出, 比黑云母更富铝的矿物的出现是强过铝花岗岩的矿物学标志, 这一认识也被Chappell等(2012)所接受. 此类岩石在世界各地广泛分布, 如欧洲华力西造山带和澳大利亚Lachlan褶皱带(Sylvester, 1998; Chappell, 1999), 但最著名的还是中国的华南和喜马拉雅地区(孙涛等, 2003; 吴福元等, 2015). 据孙涛等(2003)资料, 南岭印支-燕山早期的花岗岩中, 强过铝占32.1%, 弱过铝占65.6%, 而准铝质只占13.3%.

目前对强过铝花岗岩的争论主要集中在高A/CNK数值产生的机制上(Chappell等, 2012). 一种观点认为, 高A/CNK是岩浆源区的固有特征, 是沉积岩型源区的反映, 因而也是S型花岗岩的重要标志. 第二种观点认为, 高A/CNK来自于I型花岗岩浆的结晶分异作用. 由于A/CNK<1.0的角闪石和辉石的分离, 使得残余岩浆的A/CNK数值增大, 进而形成强过铝花岗岩. 第三种观点则认为, 高A/CNK来自沉积围岩的混染. 第四, 高A/CNK来自于结晶晚期岩浆与流体的相互作用.

我们不拟对上述成因争论进行充分的讨论, 只是指出以下几点供读者们参考. 首先, 无论在欧洲华力西造山带、澳大利亚Lachlan褶皱带, 还是在中国的华南和喜马拉雅地区, 这些花岗岩主要是含白云母、石榴石和电气石, 真正含铝硅酸盐矿物的强过铝花岗岩仍是少数. 第二, 强过铝花岗岩并不一定都是S型花岗岩, 这有大量的野外地质证据, 我们不再赘述(Miller, 1985; Sylvester, 1998; Barbarin, 1996; 吴福元等, 2007). 即使我们认为该花岗岩的源区是富铝的, 它也不一定就是沉积岩源区. 比如, 含黑云母的英云闪长岩如果发生部分熔融, 它形成的熔体就是强过铝的, 但它与S型花岗岩无关(Patiño Douce, 1999). 第三, 在经典的澳大利亚Lachlan褶皱带, 强过铝花岗岩占整个地区63000km^{2}花岗岩一半以上的面积(Chappell和White, 1992). 如果这些花岗岩真的来源于沉积岩的部分熔融, 那势必要求有大量的表壳物质曾通过俯冲等途径就位于地壳深部, 且占深部地壳体积的一半以上, 欧洲华力西造山带和中国的华南也是如此. 我们认为, 在这些造山带中, 目前还没有一种合理的机制能让我们理解将如此大量的地表沉积物搬运至地下深处. 第四, 目前的研究倾向于认为, 准铝质的I花岗岩浆通过角闪石的简单分离结晶, 难以产生强过铝的花岗岩(Chappell等, 2012). 但在≥5Kb的压力条件下, 角闪石可与过铝质岩浆共存(Zen, 1986), 即角闪石的分离结晶可导致过铝质花岗岩浆的出现(Cawthorn等, 1976). 因此, 我们认为, 强过铝花岗岩作为独立的一类岩石, 不宜简单地将其归于S型, 它很可能有部分是高度分异成因的, 且其中有部分可能是I型花岗岩.

7 高分异花岗岩与大陆地壳演化

高分异花岗岩的提出与研究尽管已经历了数十年的时间, 但目前对该花岗岩产生的地球动力学意义, 还认识得相当有限, 其在大陆地壳演化方面的价值也有待于进一步评估. 一般认为, 地球的初始陆壳来自于地幔的部分熔融, 但现今大陆地壳要比此初始地壳更富长英质, 这就势必要求早期地壳中的部分镁铁质组分返回了地幔, 从而保证地壳不断向长英质方向演化(Rudnick, 1995). 实现上述成分变化的一种最可能机制是镁铁质下地壳的部分熔融, 它形成的长英质熔体成为中上地壳的组成部分. 但这种模型无法解释观测到的中上地壳之间的成分差异(Rudnick和Gao, 2003). 由于中地壳一般较难发生部分熔融, 我们推测, 中上地壳之间的成分差异可能就是通过岩浆房的结晶分异作用而实现的, 即上地壳较多地含有高分异的花岗岩, 而中地壳较多地是岩浆房的堆晶产物. 如果这一推测成立, 高分异花岗岩的出现就可视为地壳成分成熟度的标志. 因为高分异的花岗岩即使再次发生熔融, 它形成的岩浆与源岩在成分上几乎相差无几. 我们期待, 华南、欧洲海西造山带等高分异花岗岩发育区的研究, 可为这一重要科学问题的解答提供基本约束.

8 结论

高分异花岗岩尽管是自然界中一种重要的岩石类型, 但岩石学家对它的关注要远少于矿物学家和矿床学家, 从而导致对这类岩石的特征、成因及意义研究还不充分. 通过本文的分析与研究, 我们就高分异花岗岩得出以下几点结论.

(1) 一系列野外与室内证据都表明, 结晶分异作用是花岗岩浆成分变异的重要机制. 它在形成高分异花岗岩的同时, 还形成深部的堆晶花岗岩. 高分异花岗岩和堆晶花岗岩将构成未来花岗岩研究的最重要学术前沿.

(2) 高分异花岗岩的出现主要与岩浆温度高或富挥发分关系密切. 此外, 长距离的运移也是高度结晶分异作用得以进行的重要条件. 因而, 高分异花岗岩主要与后造山事件有关, 并主要与大型伸展构造伴生.

(3) 高分异花岗岩经常与W、Sn、Nb、Ta、Li、Be、Sb和REE等金属矿化联系密切. 因此, 稀有金属花岗岩首先就是一种高分异花岗岩.

(4) 作为大陆地壳的重要组成部分, 花岗岩是地球区别于太阳系内其他行星的重要岩石学标志, 它的出现是行星长期分异演化的结果. 初始的大陆地壳形成后, 其进一步的分异作用使地壳不断向长英质方向演化. 因此, 高分异花岗岩的多寡是一个地区地壳演化成熟度的重要标志. 与此相伴的是, 越向地壳浅部, 其组成岩石越富长英质, 形成地壳成分单向分异演化的格局.

致谢 本文在写作过程中就相关理论问题与国内外诸多学者进行了热烈的讨论. 感谢四位匿名评审人对本文详细而全面的审阅, 他们提出的意见使本文的质量得到很大提高.

参考文献

陈璟元, 杨进辉. 2015. 佛冈高分异I型花岗岩的成因: 来自Nb-Ta-Zr-Hf等元素的制约. 岩石学报, 31: 846–854

陈小明, 王汝成, 刘昌实, 胡欢, 张文兰, 高剑锋. 2002. 广东从化佛冈(主体)黑云母花岗岩定年和成因. 高校地质学报, 8: 293–307

包志伟, 赵振华. 2003. 佛冈铝质A型花岗岩的地球化学及其形成环境初探. 地质地球化学, 31: 52–61

高剑峰, 凌洪飞, 沈渭洲, 陆建军, 张敏, 黄国龙, 谭正中. 2005. 粤西连阳复式岩体的地球化学特征及其成因研究. 岩石学报, 21: 1645–1656

郭春丽, 吴福元, 杨进辉, 林景仟, 孙德有. 2004. 中国东部早白垩世岩浆作用的伸展构造性质——以辽东半岛南部饮马湾山岩体为例. 岩石学报, 20: 1193–1204

李洁, 黄小龙. 2013. 江西雅山花岗岩岩浆演化及其Ta-Nb富集机制. 岩石学报, 29: 4311–4322

李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52: 981–991

梁维, 杨竹森, 郑远川. 2015. 藏南扎西康铅锌多金属矿绢云母Ar-Ar年龄及其成矿意义. 地质学报, 89: 560–568

楼法生, 沈渭洲, 王德滋, 舒良树, 吴富江, 张芳荣, 于津海. 2005. 江西武功山穹隆复式花岗岩的锆石 U-Pb年代学研究. 地质学报, 79: 636–644

孙涛, 周新民, 陈培荣, 李惠民, 周红英, 王志成, 沈渭洲. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 1209–1218

汪洋. 2008. 南岭燕山早期花岗岩成因类型的进一步探讨. 地质论评, 54: 162–174

王德滋, 周金城, 邱检生, 范洪海. 2000. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩特征与成因. 高校地质学报, 6: 487–498

吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23: 1217–1238

吴福元, 刘志超, 刘小驰, 纪伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 31: 1–36

张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩结晶分离作用问题——关于花岗岩研究的思考之二. 岩石学报, 23: 1239–1251

张旗. 2012. 花岗质岩浆能够结晶分离和演化吗? 岩石矿物学杂志, 31: 252–260

赵振华, 增田彰正, M B 夏巴尼. 1992. 稀有金属花岗岩的稀土元素四分组效应. 地球化学, 12: 221–233

朱金初, 饶冰, 熊小林, 李福春, 张佩华. 2002. 富锂氟含稀有矿化花岗质岩石的对比和成因思考. 地球化学, 31: 141–152

Abbott Jr R N. 1989. Internal structures in part of the South Mountain batholith, Nova Scotia, Canada. Geol Soc Am Bull, 101: 1493–1506

Ayres M, Harris N. 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. Chem Geol, 139: 249–269

Bachmann O, Bergantz G W. 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. J Petrol, 45: 1565–1582

Bachmann O, Bergantz G W. 2008. The magma resevoirs that feed supereruptions. Element, 4: 14–21

Bachmann O, Miller C F, de Silva S L. 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. J Volcanol Geotherm Res, 167: 1–23

Bachmann O, Deering C D, Lipman P W, Plummer C. 2014. Building zoned ignimbrites by recycling silicic cumulates: Insight from the 1000 km^3 Carpenter Ridge Tuff, CO. Contrib Mineral Petrol, 167: 1025

Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, Branquet Y, Tartèse R, Vigneresse J L. 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. Geology, 44: 231–234

Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. Geology, 24: 295–298

Barbey P, Gasquet D, Pin C, Bourgeix A L. 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). Lithos, 104: 147–163

Barbey P. 2009. Layering and schlieren in granitoids: A record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation

in growing plutons. Geol Belgica, 12: 109–133

Barnes E M, Weis D, Groat L A. 2012. Significant Li isotope fractionation in geochemically evolved rare element-bearing pegmatites from the Little Nahanni Pegmatite Group, NWT, Canada. Lithos, 132-133: 21–36

Barrière M. 1981. On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac′h (brittany) subalkaline granite. Contrib Mineral Petrol, 77: 214–224

Bateman P C, Chappell B W. 1979. Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. Geol Soc Am Bull, 90: 465–482

Bau M. 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contrib Mineral Petrol, 123: 323–333

Bea F, Fershtater G B, Montero P, Smirnov V N, Molina J F. 2005. Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. Lithos, 81: 209–233

Bea F, Montero P, Gonzalez-Lodeiro F, Talavera C. 2007. Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. J Petrol, 48: 2327–2339

Becker G F. 1897. Fractional crystallization of rocks. Am J Sci, 4: 257–261

Bhattacharji S, Smith C H. 1964. Flowage differentiation. Science, 145: 150–153

Blundy J, Cashman K. 2001. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. Contrib Mineral Petrol, 140: 631–650

Bowen N L. 1912. The order of crystallization in igneous rocks. J Geol, 20: 457–468

Bowen N L. 1928. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Princeton University Press

Breiter K, Förster H J, Škoda R. 2006. Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: The peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic. Lithos, 88: 15–34

Breiter K, Gardenová N, Kanický V, Vaculovič T. 2013. Gallium and germanium geochemistry during magmatic fractionation and post-magmatic alteration in different types of granitoids: A case study from the Bohemian Massif (Czech Republic). Geologica Carpathica, 64: 171–180

Breiter K, Lamarão C N, Borges R M K, Dall'Agnol R. 2014. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. Lithos, 192-195: 208–225

Brigham R H. 1983. A fluid dynamic appraisal of a model for the origin of comb layering and orbicular structure. J Geol, 91: 720–724

Castro A. 2013. Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. Earth-Sci Rev, 124: 68–95

Cawthorn R G, Strong D F, Brown P A. 1976. Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. Nature, 259: 102–104

Černý P, Meintzer R E, Anderson A J. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: Selected examples of data and mechanisms. Can Mineral, 23: 381–421

Černý P, Teertstra D K, Chapman R, Selway J B, Hawthorne F C, Ferreira K, Chackowsky L E, Wang X J, Meintzer R E. 2012. Extreme fractionation and deformation of the leucogranite-pegmatite suite at Red Cross Lake, Manitoba, Canada. IV. Mineralogy. Can Mineral, 50: 1839–1875

Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46: 535–551

Chappell B W, White A J R, Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. J Petrol, 28: 1111–1138

Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 83: 1–26

Chappell B W, Wyborn D. 2004. Cumulate and cumulative granites and associated rocks. Resource Geol, 54: 227–240

Chappell B W, White A J R, Williams I S, Wyborn D. 2004. Low- and high-temperature granites. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 95: 125–140

Chappell B W, Bryant C J, Wyborn D. 2012. Peraluminous I-type granites. Lithos, 153: 142–153

Che X D, Wu F Y, Wang R C, Gerdes A, Ji W Q, Zhao Z H, Yang J H, Zhu Z Y. 2015. *In situ* U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. Ore Geol Rev, 65: 979–989

Chen B, Ma X, Wang Z. 2014. Origin of the fluorine-rich highly differentiated granites from the Qianlishan composite plutons (South China) and implications for polymetallic mineralization. J Asian Earth Sci, 93: 301–314

Chudík P, Uher P, Kohút M, Bačík P. 2008. Accessory columbite to tantalite, tapiolite and zircon: Products of extreme fractionation in highly peraluminous pegmatitic granite from the Považský Inovec Mountains, Western Carpathians, Slovakia. J Geosci, 53: 323–334

Claiborne L L, Miller C F, Walker B A, Wooden J L, Mazdab F K, Bea F. 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. Mineral Mag, 70: 517–543

Clarke D B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: A review. Can Mineral, 19: 3–17

Clarke D B. 2007. Assimilation of enocrystals in granitic magmas: Principles, processes, proxies, and problems. Can Mineral, 45: 5–30

Clarke D B, Clarke G K C. 1998. Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. J Structural Geol, 20: 1305–1324

Claxton C W. 1968. Mineral layering in the Galway Granite, Connemara, Eire. Geol Mag, 105: 149–159

Clemens J D, Petford N. 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. J Geol Soc, 156: 1057–1060

Clemens J D, Stevens G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos, 134-135: 317–329

Clemens J D. 2003. S-type granitic magmas—Petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Sci Rev, 61: 1–18

Coleman D S, Gray W, Glazner A F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. Geology, 32: 433

Collins W J, Wiebe R A, Healy B, Richards S W. 2006. Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacrystic Kamaruka Suite, Australia. J Petrol, 47: 2073–2104

Cuney M, Marignac C, Weisbrod A. 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France); the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. Econ Geol, 87: 1766–1794

Deering C D, Bachmann O. 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. Earth Planet Sci Lett, 297: 324–331

Deering C D, Keller B, Schoene B, Bachmann O, Beane R, Ovtcharova M. 2016. Zircon record of the plutonic-volcanic connection and protracted rhyolite melt evolution. Geology, 44: 267–270

Deveaud S, Millot R, Villaros A. 2015. The genesis of LCT-type granitic pegmatites, as illustrated by lithium isotopes in micas. Chem Geol, 411: 97–111

Dill H G. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. Ore Geol Rev, 69: 417–561

Dingwell D B, Knoche R, Webb S L, Pichavant M. 1992. The effects of B_2O_3 on the viscosity of haplogranitic liquids. Am Miner, 77: 457–461

Dingwell D B, Knoche R, Webb S L. 1993. The effects of P_2O_5 on the viscosity of haplogranitic liquids. Eur J Mineral, 5: 133–140

Dostal J, Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). Chem Geol, 163: 207–218

Dostal J, Kontak D J, Gerel O, Gregory Shellnutt J, Fayek M. 2015. Cretaceous ongonites (topaz-bearing albite-rich microleucogranites) from Ongon Khairkhan, Central Mongolia: Products of extreme magmatic fractionation and pervasive metasomatic fluid: Rock interaction. Lithos, 236-237: 173–189

Foden J, Sossi P A, Wawryk C M. 2015. Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite. Lithos, 212-215: 32–44

Frey F A, Chappell B W, Roy S D. 1978. Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. Geology, 6: 239–242

Gao P, Zheng Y F, Zhao Z F. 2016a. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis. Lithos, 266-267: 133–157

Gao P, Zheng Y F, Zhao Z F. 2016b. Distinction between S-type and peraluminous I-type granites: Zircon versus whole-rock geochemistry. Lithos, 258-259: 77–91

García-Moreno O, Corretge L G, Castro A. 2007. Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzogranites from the Iberian Massif: A short review. Can Mineral, 45: 71–85

Gawęda A, Szopa K. 2011. The origin of magmatic layering in the High Tatra granite, Central Western Carpathians-implications for the formation of granitoid plutons. Earth Environ Sci Trans R Soc Edinb, 102: 129–144

Gelman S E, Deering C D, Bachmann O, Huber C, Gutiérrez F J. 2014. Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. Earth Planet Sci Lett, 403: 299–306

Gilbert G K. 1906. Gravitational assemblage in granite. Geol Soc Am Bull, 17: 321–328

Glazner A F, Bartley J M, Coleman D S, Gray W, Taylor R Z. 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? GSA Today, 14: 4–11

Glazner A F, Bartley J M. 2006. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process? Geol Soc Am Bull, 118: 1185–1195

Glazner A F. 2014. Magmatic life at low Reynolds number. Geology, 42: 935–938

Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chem Geol, 120: 347–359

Gu L, Zhang Z, Wu C, Gou X, Liao J, Yang H. 2011. A topaz- and amazonite-bearing leucogranite pluton in eastern Xinjiang, NW China and its zoning. J Asian Earth Sci, 42: 885–902

Guo C L, Wang R C, Yuan S D, Wu S H, Yin B. 2015. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis and geodynamic setting of the Qianlishan granitic pluton, Southeast China. Mineral Petrol, 109: 253–282

Halliday A N, Davidson J P, Hildreth W, Holden P. 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. Chem Geol, 92: 107–114

Harker A. 1909. The Natural History of Igneous Rocks. London: Methuen

He Z, Xu X, Yu Y, Zou H. 2009. Origin of the Late Cretaceous syenite from Yandangshan, SE China, constrained by zircon U-Pb and Hf isotopes and geochemical data. Int Geol Revs, 51: 556–582

Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contr Mineral Petrol, 98: 455–489

Hildreth W. 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems. J Volcanol Geotherm Res, 136: 169–198

Hinchey A M, Carr S D. 2006. The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. Lithos, 90: 223–248

Hollister L S, Crawford M L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. Geology, 14: 558–561

Hong W, Xu X, Zou H. 2013. Petrogenesis of coexisting high-silica aluminous and peralkaline rhyolites from Yunshan (Yongtai), southeastern China. J Asian Earth Sci, 74: 316–329

Huang X L, Wang R C, Chen X M, Hu H, Liu C S. 2002. Vertical variations in the mineralogy of the Yichun topaz-lepidolite granite, Jiangxi Province, southern China. Can Mineral, 40: 1047–1068

Huber C, Bachmann O, Dufek J. 2012. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. Geology, 40: 115–118

Irber W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochim Cosmochim Acta, 63: 489–508

Jahn B, Wu F, Capdevila R, Martineau F, Zhao Z, Wang Y. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. Lithos, 59: 171–198

Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Berlin: Springer-Verlag. 335

Keller C B, Schoene B, Barboni M, Samperton K M, Husson J M. 2015. Volcanic-plutonic parity and the differentiation of the continental crust. Nature, 523: 301–307

King P L, Chappell B W, Allen C M, White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. Australian J Earth Sci, 48: 501–514

Kovalenko V I, Kovalenko N I. 1984. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. Phys Earth Planet Inter, 35: 51–62

Lackey J S, Valley J W, Hinke H J. 2006. Deciphering the source and contamination history of peraluminous magmas using δ^{18}O of accessory minerals: Examples from garnet-bearing plutons of the Sierra Nevada batholith. Contrib Mineral Petrol, 151: 20–44

Lee C T A, Morton D M. 2015. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. Earth Planet Sci Lett, 409: 23–31

Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G J, Qi C S. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? Lithos, 96: 186–205

Li J, Huang X L, He P L, Li W X, Yu Y, Chen L. 2015. *In situ* analyses of micas in the Yashan granite, South China: Constraints on magmatic and hydrothermal evolutions of W and Ta-Nb bearing granites. Ore Geol Rev, 65: 793–810

Linnen R L, Keppler H. 2002. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. Geochim Cosmochim Acta, 66: 3293–3301

Linnen R L, Cuney M. 2004. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. In: Linnen R L, Samson I M, eds. Eare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. GAC Short Course Notes, 17: 45–68

Lipman P W, Bachmann O. 2014. Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. Geosphere, 11: 705–743

Liu S A, Teng F Z, He Y, Ke S, Li S. 2010. Investigation of magnesium isotope fractionation during granite differentiation: Implication for Mg isotopic composition of the continental crust. Earth Planet Sci Lett, 297: 646–654

Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q, Wang J G, Liu C Z. 2014. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model. Lithos, 208-209: 118–136

Liu Z C, Wu F Y, Ding L, Liu X C, Wang J G, Ji W Q. 2016. Highly fractionated late Eocene (~35 Ma) leucogranite in the Xiaru dome, Tethyan Himalaya, South Tibet. Lithos, 240: 337–354

London D. 2008. Pegmatites. Can Mineral Special Pubs, 10: 347

London D, Evensen J M. 2002. Beryllium in silicic magmas and the origin of Beryl-bearing pegmatites. In: Grew E S, ed. Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry. Rev Mineral Geochem, 50: 445–486

Marignac C, Cuney M. 1999. Ore deposits of the French Massif Central: Insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. Miner Depos, 34: 472–504

Maas R, Nicholls I A, Legg C. 1997. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: Petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. J Petrol, 38: 815–841

Manning D A C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. Contrib Mineral Petrol, 76: 206–215

Masuda A, Akagi T. 1989. Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China. Geochem J, 23: 245–253

McBirney A R, Noyes R M. 1979. Crystallization and layering of the

Skaergaard intrusion. J Petrol, 20: 487–554
McCarthy T S, Groves D I. 1979. The blue tier batholith, Northeastern Tasmania. Contrib Mineral Petrol, 71: 193–209
McPhie J, Kamenetsky V, Allen S, Ehrig K, Agangi A, Bath A. 2011. The fluorine link between a supergiant ore deposit and a silicic large igneous province. Geology, 39: 1003–1006
Merino E, Villaseca C, Orejana D, Jeffries T. 2013. Gahnite, chrysoberyl and beryl co-occurrence as accessory minerals in a highly evolved peraluminous pluton: The Belvís de Monroy leucogranite (Cáceres, Spain). Lithos, 179: 137–156
Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? J Geol, 93: 673–689
Miller C F, Miller J S. 2002. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. Lithos, 61: 209–224
Miller C F, Mittlefehldt D W. 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. Geology, 10: 129–133
Miller C F, Mittlefehldt D W. 1984. Extreme fractionation in felsic magma chambers: A product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? Earth Planet Sci Lett, 68: 151–158
Miller J S, Matzel J E P, Miller C F, Burgess S D, Miller R B. 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. J Volcanol Geotherm Res, 167: 282–299
Mills R D, Glazner A F, Coleman D S. 2009. Scale of pluton/wall rock interaction near May Lake, Yosemite National Park, CA, USA. Contrib Mineral Petrol, 158: 263–281
Monecke T, Kempe U, Trinkler M, Thomas R, Dulski P, Wagner T. 2011. Unusual rare earth element fractionation in a tin-bearing magmatic-hydrothermal system. Geology, 39: 295–298
Moore J G, Lockwood J P. 1973. Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada batholith, California. Geol Soc Am Bull, 84: 1–20
Ng S W P, Chung S L, Robb L J, Searle M P, Ghani A A, Whitehouse M J, Oliver G J , Sone M, Gardiner N J, Roselee M H. 2015. Petrogenesis of Malaysian granitoids in the Southeast Asian tin belt: Part 1. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics. Geol Soc Am Bull, 127: 1209–1237
Paterson S R. 2009. Magmatic tubes, troughs, pipes, and diapirs: Late-stage convective instabilities resulting in complex permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne Batholith, Sierra Nevada, California. Geosphere, 5: 496–527
Paterson S R, Žák J, Janoušek V. 2008. Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. J Volcanol Geotherm Res, 177: 457–484
Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geol Soc Lond Spec Publ, 168: 55–75
Peng J T, Hu R Z, Burnard P G. 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): The potential of calcite as a geochronometer. Chem Geol, 200: 129–136
Pérez-Soba C, Villaseca C. 2010. Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: La Pedriza pluton (Spanish Central System). Geol Acta, 8: 131–149
Petford N, Cruden A R, McCaffrey K J W, Vigneresse J L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 408: 669–673
Petford N. 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. Annu Rev Earth Planet Sci, 31: 399–427
Pitcher W S. 1997. The Nature and Origin of Granite. 2nd ed. Boca Raton: Chapman & Hall. 387
Poitrasson F, Freydier R. 2005. Heavy iron isotope composition of granites determined by high resolution MC-ICP-MS. Chem Geol, 222: 132–147
Pons J, Barbey P, Nachit H, Burg J P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarçouate Laccolith (Morocco). Tectonophysics, 413: 271–286
Pupier E, Barbey P, Toplis M J, Bussy F. 2008. Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: The Dolbel batholith in SW Niger. J Petrol, 49: 1043–1068
Raimbault L, Cuney M, Azencott C, Duthou J L, Joron J L. 1995. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Econ Geol, 90: 548–576
Read H H. 1948. Granites and granites. Geol Soc Am Mem, 28: 1–19
Read H H. 1957. The Granites Controversy: Geological Addresses Illustrating the Evolution of a Disputant. London: Thomas Murby. 430
Reid Jr J B, Murray D P, Hermes O D, Steig E J. 1993. Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it? Geology, 21: 587
René M. 2014. Composition of coexisting zircon and xenotime in rare-metal granites from the Krušné Hory/Erzgebirge Mts. (Saxothuringian Zone, Bohemian Massif). Mineral Petrol, 108: 551–569
Rottura A, Caggianelli A, Campana R, Del Moro A. 1993. Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabrian arc, Italy. Eur J Mineral, 5: 737–754
Rudnick R L. 1995. Making continental crust. Nature, 378: 571–578
Rudnick R L, Gao S. 2003. The composition of the continental crust. In: Rudnick R L, ed. The crust. Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier. 64

Russell J K. 2014. Sticky issues arising from high-viscosity magma: Settling arguments on magmatic structures. Geology, 42: 1023–1024

Scaillet B, Holtz F, Pichavant M, Schmidt M. 1996. Viscosity of Himalayan leucogranites: Implications for mechanisms of granitic magma ascent. J Geophys Res, 101: 27691–27699

Scaillet B, Holtz F, Pichavamt M. 1998. Phase equibrium constraints on the viscovity of silicic magmas-1. Volcanic-plutonic comparison. J Geophy Res, 103: 27257–27266

Simakin A G, Bindeman I N. 2012. Remelting in caldera and rift environments and the genesis of hot, "recycled" rhyolites. Earth Planet Sci Lett, 337-338: 224–235

Smillie R W, Turnbull R E. 2014. Field and petrographical insight into the formation of orbicular granitoids from the Bonney Pluton, southern Victoria Land, Antarctica. Geol Mag, 151: 534–549

Smith T E. 1975. Layered granitic rocks at Chebucto Head, Halifax County, Nova Scotia. Can J Earth Sci, 12: 456–463

Solgadi F, Sawyer E W. 2008. Formation of igneous layering in granodiorite by gravity flow: A field, microstructure and geochemical study of the Tuolumne intrusive suite at Sawmill canyon, California. J Petrol, 49: 2009–2042

Sparks R S J, Huppert H E, Turner J S. 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 310: 511–534

Stephenson P J. 1990. Layering in felsic granites in the main East pluton, Hinchinbrook Island, North Queensland, Australia. Geol J, 25: 325–336

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29–44

Tartèse R, Boulvais P. 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites "en route" to the surface. Lithos, 114: 353–368

Taylor Jr H P. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. Earth Planet Sci Lett, 47: 243–254

Teng F Z, McDonough W F, Rudnick R L, Walker R J, Sirbescu M L C. 2006. Lithium isotopic systematics of granites and pegmatites from the Black Hills, South Dakota. Am Miner, 91: 1488–1498

Tuttle O F, Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol Soc Am Mem, 74: 1–153

Vanderhaeghe O. 1999. Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: Control of regional deformation. Tectonophysics, 312: 35–55

Vernon R H. 1985. Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. Geology, 13: 843–845

Vernon R H. 2007. Problems in identifying restite in S-type granites of southeastern Australia, with speculations on sources of magma and enclaves. Can Mineral, 45: 147–178

Vernon R H, Paterson S R. 2006. Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 97: 369–381

Vernon R H, Collins W J. 2011. Structural criteria for identifying granitic cumulates. J Geol, 119: 127–142

Wager L R, Brown G M. 1968. Layered Igneous Rocks. San Francisco: WH Freeman. 587

Waight T E, Maas R, Nicholls I A. 2001. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. Lithos, 56: 165–186

Wang T, Jahn B, Kovach V P, Tong Y, Wilde S A, Hong D, Li S, Salnikova E B. 2014. Mesozoic intraplate granitic magmatism in the Altai accretionary orogen, NW China: Implications for the orogenic architecture and crustal growth. Am J Sci, 314: 1–42

Wang X, Griffin W L, Chen J. 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. Geochem J, 44: 65–72

Wang X, Chen J, Ren M. 2016. Hydrothermal zircon geochronology: Age constraint on Nanling Range tungsten mineralization (Southeast China). Ore Geol Rev, 74: 63–75

Wang Z Q, Chen B, Ma X. 2014. Petrogenesis of the Late Mesozoic Guposhan composite plutons from the Nanling Range, South China: Implications for W-SN mineralization. Am J Sci, 314: 235–277

Wark D A, Hildreth W, Spear F S, Cherniak D J, Watson E B. 2007. Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. Geology, 35: 235–238

Weinberg R F. 2006. Melt segregation structures in granitic plutons. Geology, 34: 305–308

Weinberg R F, Sial A N, Pessoa R R. 2001. Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal convection. Geol Soc Am Bull, 113: 508–520

Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Mineral Petrol, 95: 407–419

Wickham S M. 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. J Geol Soc, 144: 281–297

Wiebe R A, Collins W J. 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: Implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. J Struct Geol, 20: 1273–1289

Wiebe R A, Blair K D, Hawkins D P, Sabine C P. 2002. Mafic injections, *in situ* hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. Geol Soc Am Bull, 114: 909–920

Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. J Geol Soc, 150: 611–624

Wolff J A, Ellis B S, Ramos F C, Starkel W A, Boroughs S, Olin P H, Bachmann O. 2015. Remelting of cumulates as a process for producing chemical zoning in silicic tuffs: A comparison of cool, wet and

hot, dry rhyolitic magma systems. Lithos, 236-237: 275–286

Wu F, Sun D, Jahn B, Wilde S. 2004. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad REE patterns. J Asian Earth Sci, 23: 731–744

Wyborn D, Chappell B W, James M. 2001. Examples of convective fractionation in high-temperature granites from the Lachlan Fold Belt. Aust J Earth Sci, 48: 531–541

Yin L, Pollard P J, Hu Shouxi P J, Taylor R G. 1995. Geologic and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. Econ Geol, 90: 577–585

Yin R, Wang R C, Zhang A C, Hu H, Zhu J C, Rao C, Zhang H. 2013. Extreme fractionation from zircon to hafnon in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. Am Miner, 98: 1714–1724

Žák J, Paterson S R. 2005. Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. Geol Soc Am Bull, 117: 1242–1255

Zen E A. 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints. J Petrol, 27: 1095–1117

Zhang A C, Wang R C, Jiang S Y, Hu H, Zhang H. 2008. Chemical and textural features of tourmaline from the spodumene-subtype Koktokay no. 3 pegmatite, Altai, northwestern China: A record of magmatic to hydrothermal evolution. Can Mineral, 46: 41–58

Zhao Z H, Xiong X L, Han X D, Wang Y X, Wang Q, Bao Z W, Jahn B. 2002. Controls on the REE tetrad effect in granites: Evidence from the Qianlishan and Baerzhe Granites, China. Geochem J, 36: 527–543

Zhu J C, Li R K, Li F C, Xiong X L, Zhou F Y, Huang X L. 2001. Topaz-albite granites and rare-metal mineralization in the Limu District, Guangxi Province, southeast China. Miner Depos, 36: 393–405