

花岗岩与地壳厚度关系探讨

张旗¹, 金惟俊¹, 李承东², 王焰³, 王元龙¹

(1 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170; 3 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640)

摘要: 文中首先从板块构造与大陆构造的对比出发, 指出板块构造主要研究洋壳, 洋壳主要研究玄武岩, 玄武岩主要研究构造环境。大陆构造主要研究陆壳, 陆壳玄武岩少花岗岩多, 因此, 花岗岩在大陆构造研究中具有特殊的地位。由于花岗岩比玄武岩复杂得多, 其中尤以源岩和深度对花岗岩的影响最大, 是大陆花岗岩研究最重要的课题。文中接着讨论了 Sr 和 Yb 的变化对于花岗岩的意义, 指出它们可以作为花岗岩新的分类的标志, 主要与其形成的深度有关。由于花岗岩大多形成于下地壳底部, 于是, 形成于不同深度的不同类型的花岗岩即与地壳厚度存在一定的关系, 可以用来研究大陆垂直运动的变化, 识别地质历史上曾经存在过但现在已经消失的古高原和古山脉。大陆构造主要研究块体的水平运动和垂直运动。由于垂直运动研究的难度大, 而且花岗岩在垂直运动研究中具有的优越性, 因此, 花岗岩研究最重要的地球动力学意义即在于地壳厚度问题。文中还讨论了花岗岩地壳厚度研究与其他方面研究的关系, 指出了花岗岩与地壳厚度关系研究存在的问题, 认为花岗岩与地壳厚度的研究具有极大的前景, 将推进大陆构造学的研究, 将推进花岗岩迈入新时代, 将开辟花岗岩研究的新纪元, 将创立花岗岩堪与玄武岩媲美的新的理论体系。

关键词: 花岗岩; 地壳厚度; 板块构造; 大陆构造

中图分类号: P583 P545

文献标志码: A

文章编号: 1001-1552(2011)02-0259-11

0 引言

花岗岩与地壳厚度的关系是一个新的课题, 早先的研究对此涉及很少, 原因是缺少有效的方法。直到 1990 年 Defant and Drummond 关于 adakite 论文的发表, 才使花岗岩与其形成的压力联系起来, 才使探讨花岗岩与地壳厚度的关系成为可能。Defant and Drummond (1990) 不只是提出了埃达克岩的新名词, 而是开辟了一个研究花岗岩与压力关系的新方法, 其最大的特点是将花岗岩的地球化学特征与源区熔融残留相联系起来, 开创了花岗岩研究的新思路, 是花岗岩研究史上又一个光辉的里程碑。他们区分开了压力不同的两类花岗岩: 一类是埃达克

岩, 另一类是岛弧安山岩-英安岩-流纹岩 (ADR) 组合。前者富 Sr 贫 Y, 是高压下形成的; 后者贫 Sr 富 Y, 在低压下形成。我们随后的研究在二者之间填补了一个贫 Sr 和 Yb 的喜马拉雅型花岗岩 (李承东等, 2004), 后来又把 A 型花岗岩加进去, 遂分出 4 类花岗岩: 埃达克岩、喜马拉雅型、浙闽型 (相当于岛弧安山岩-英安岩-流纹岩组合) 和南岭型花岗岩 (大体相当 A 型花岗岩)。我们解释上述四类花岗岩的不同主要与源区压力有关 (张旗等, 2006, 2008, 2010a, b)。我们还根据埃达克岩的时空分布, 厘定出堪与青藏高原媲美的晚侏罗世-早白垩世的中国东部高原, 大致厘定了高原的范围、高原抬升和垮塌的时间 (张旗等, 2001), 随后又根据不同

收稿日期: 2010-01-06 改回日期: 2010-04-14

项目资助: 国家自然科学基金重大研究计划 (91014001, 90714011 和 90714007) 以及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资助的项目。

第一作者简介: 张旗 (1937-), 男, 研究员, 岩石学和地球化学专业。Email: zq1937@sina.com

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

类型花岗岩的时空分布厘定出印支期以后可能出现的 7 个山脉和一个山地: 华北北部山脉、西秦岭 - 东昆仑山脉、松潘 - 中甸山脉、湘赣山脉、浙闽山脉和羌塘 - 金沙江山脉以及印支期的湖南山地等 (张旗等, 2008)。

花岗岩与地壳厚度的关系是一个大题目, 具有极其广阔的前景, 是花岗岩今后研究的方向。它不仅能够将花岗岩研究推进到一个新的阶段, 还将极大地推进大陆构造学说的研究。此前的研究只是打开了一个小小的窗口, 更多精彩内容正等待人们去探索。

1 如何判断花岗岩形成的压力?

花岗岩与其形成压力的关系是人们感兴趣的话题, 在这方面, Defant 和 Drummond 是有功绩的, 正是他们的研究 (Defant and Drummond, 1990) 开辟了花岗岩成分与残留相关系研究的先河。他们指出, 形成埃达克岩的岩浆与石榴石残留相处于平衡, 形成于高压条件; 而岛弧 ADR 与斜长石残留相处于平衡, 形成于低压条件。Patiño Douce (1999) 也指出, 花岗岩之所以存在不同, 可能与熔融的源区组成和压力有关: 花岗岩熔融后残留的镁铁质堆晶岩, 在低压下为斜方辉石 + 斜长石组合, 在高压下为单斜辉石 + 石榴石组合。Rapp et al. (1991) 的实验研究表明, 玄武岩在 0.8~3.2 GPa 下发生 10%~40% 部分熔融时形成的岩浆具有 TTG 的特征。在 0.8 GPa 时, 残留相为 Amp + Pl ± Opx; 1.6 GPa 时, 残留相为 Grt + Cpx ± Amp ± Pl ± Opx; 2.2~3.2 GPa 时, 残留相为 Grt + Cpx ± Ru₂; Peacock et al. (1994) 在 800~1000°C 和水饱和条件下对拉斑玄武岩的熔融实验表明, 当压力为 0.8~1.2 GPa 时, 残留相为 Amp + Cpx (无 Grt 和 Pl); 当压力为 1.8~2.5 GPa 时, 残留相为 Amp + Cpx + Grt; 压力 > 2.5 GPa 残留相为 Cpx + Grt (Am 消失)。Xiong et al. (2005) 进一步阐述了残留相与熔体微量元素之间的关系, 指出与残留的角闪石平衡共存的熔体具微弱的 LILE 富集和微弱的 HREE 亏损, 与石榴石平衡共存的熔体强烈亏损 HREE 和 Yb, 与金红石平衡共存的熔体具明显的 Nb-Ta 负异常。

TTG 分为低铝 TTG 和高铝 TTG。玄武岩如果底侵到不太厚的下地壳, 发生部分熔融将形成低铝 TTG 而不是高铝 TTG, 因为变质玄武岩 (基性麻粒岩) 熔融的残留相将富含钙质斜长石, 这将抑制熔

浆中的 Sr 和 Al₂O₃ 含量, 并产生 Eu 负异常 (Drummond and Defant, 1990), 与高铝 TTG 的成分不同。实验证明, 下地壳 (1.6 GPa, 53 km) 高铝玄武岩通过角闪石的脱水反应发生 5%~10% 的熔融将形成低铝 TTG (Al₂O₃ = 12.3%, SO₂ = 68% 时), 残留物为 Pl + Cpx + Opx (Drummond and Defant, 1990)。Baker and Arth (1976) 指出, 低铝的奥长花岗岩 - 英云闪长岩是由角闪岩或含角闪石的辉长岩部分熔融形成的 (残留相有斜长石, 无石榴石和角闪石)。而高压下变质玄武岩的部分熔融将产生高铝 TTG (Al₂O₃ > 15%, SO₂ = 70% 时), 残余石榴石和角闪石的存在使熔浆的 Y 和 Yb 分别低于 18 × 10⁻⁶ 和 1.9 × 10⁻⁶, 并具高的 Sr/Y 和 La/Yb 比值 (Drummond and Defant, 1990; Defant and Drummond, 1993)。

埃达克岩与残留相关系的研究也扩展至其他花岗岩类, 例如淡色花岗岩。淡色花岗岩大多具有贫 Sr 和 Yb 的特征, 而通常认为过铝质的淡色花岗岩是富铝的泥质岩低温下部分熔融形成的, 是浅源的 (Harris and Massey, 1994; Ayres and Harris, 1997; Patiño Douce, 1999; Visona and Lombardo, 2002; 张金阳等, 2003; 张宏飞等, 2005; 郭素淑和李曙光, 2007)。我们认为, 淡色花岗岩如果具有低 Sr 和 Yb 的特点, 低 Sr 表明残留相有斜长石, 低 Yb 表明残留相有石榴石, 源岩可能为是含石榴石和斜长石的高压麻粒岩, 对应的压力可能不及埃达克岩但大于岛弧 ADR (李承东等, 2004)。喜马拉雅地区有许多新生代的淡色花岗岩出露, 最近有越来越多的研究支持它们形成于较大的压力下 (如: Currie et al., 1998; Neogi et al., 1998; Sylvester, 1989, 1998; Kotkovii and Harley, 1999; 杨晓松等, 2001a, b; 张金阳等, 2003; 廖群安等, 2003; 刘树文等, 2005; 李鹏春等, 2007)。综合各种资料, 喜马拉雅地区淡色花岗岩形成的压力可能在 0.8~1.5 GPa 之间, 低于埃达克岩, 高于岛弧 ADR (详见张旗等, 2006, 2008, 2010a 的讨论)。

A 型花岗岩的成因和形成深度也有争议。但多数学者认为 A 型花岗岩的形成与地壳减薄事件有关, 多出现在碰撞后 (造山后) 和板内环境 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989; Bonin, 1990; Eby, 1992; Nedelec et al., 1995; Whalen et al., 1996; Pitcher, 1997; Babarín, 1999; Zhang et al., 2007; 贾小辉等, 2009; 李社宏等, 2010)。根据 Patiño Douce (1997) 的研究, A 型花岗

岩熔融的残留相在相对较低压力下至少应该包括单斜辉石和斜长石, 在相对较高压力(中地壳?)至少应该包括斜方辉石和斜长石。他认为, 钙碱性岩浆在上地壳 ≤ 0.4 GPa 的深度范围内经黑云母的脱水熔融可以形成富硅的 A 型花岗岩 (Patño Douce, 1997), 他还强调, A 型花岗岩形成在正常或较小的地壳厚度, 是低压型的花岗岩 (< 15 km, Patño Douce, 1999)。Patño Douce and McCarthy (1998) 则认为, 英云闪长岩在 < 0.8 GPa 下熔融可以形成 A 型花岗岩。

我们的研究发现, 花岗岩与残留相的关系集中体现在 Sr 和 Yb 的含量变化上, 据此, 我们按照 Sr 和 Yb 的含量对花岗岩进行了新的分类 (张旗等, 2006, 2008; 张旗等, 2010a), 分出高压的埃达克岩、较高压的喜马拉雅型花岗岩、低压的浙闽型花岗岩 (相当于岛弧安山岩 - 英安岩 - 流纹岩组合) 和很低压的南岭型花岗岩 (相当于 A 型花岗岩)。

上述花岗岩形成压力之所以不同, 主要依据的是熔体与残留相平衡的理论。与埃达克岩浆平衡的是石榴石, 石榴石出现的最小压力在 $0.8 \sim 1.0$ GPa, 斜长石消失的最小压力大约在 1.2 GPa, 因此, 埃达克岩出现的最小压力应 > 1.2 GPa (大多 > 1.5 GPa, 有金红石出现, Xiong et al., 2005); 与喜马拉雅型花岗岩浆平衡的残留相是斜长石 + 石榴石 ($0.8 \sim 1.4$ GPa), 与浙闽型花岗岩浆平衡的残留相主要是斜长石 ($< 0.8 \sim 1.0$ GPa), 与南岭型花岗岩浆平衡的残留相为富钙的斜长石 (< 0.8 GPa)。不同残留相的出现与各种因素有关, 如源区组成、温度、压力、水和挥发分的有无和多少等等。但是, 最主要的是压力 (张旗等, 2008)。因此, 该分类的意义和作用在于主要反映了花岗岩形成时源区所在的深度和压力不同 (张旗等, 2010a)。

2 花岗岩形成的压力与地壳厚度的关系

花岗岩形成的压力与深度有关是不言而喻的, 但是, 将深度转换为地壳厚度至少需要满足如下 3 个前提: (1) 花岗岩必须形成于地壳底部; (2) 花岗岩从形成到固结的过程中, 地球化学成分 (Sr 和 Yb 含量) 没有很大的变化; (3) 压力为静水压力。

2.1 花岗岩是否主要形成于地壳底部?

花岗岩主要形成在地壳的哪个部位有不同的认识。多数人认为花岗岩既可以形成在地壳底部, 也

可以形成在地壳中部或上部, 只要满足花岗岩熔融所需要的热即可 (Bonin, 2007; Kemp et al., 2007)。不错, 花岗岩熔融的第一要素是热, 热从哪里来? 可能的原因很多, 如地热增温带来的热、放射性蜕变产生的热、构造摩擦热、玄武岩以及软流圈上涌带来的热等等。上述因素中, 有些不足以导致花岗质岩浆的熔融, 如正常的地热增温率以及放射性元素蜕变等。强烈的构造挤压的确可以产生花岗质熔体, 如高级变质岩中分异的深色和浅色条带以及混合岩化作用, 但是, 其规模很小, 不可能导致较大范围地壳的部分熔融。实际上, 能够引发具有一定规模的花岗质岩浆熔融的热主要来自玄武质岩浆上侵和软流圈上涌两个因素, 尤其大规模的花岗质岩浆活动必定伴随软流圈的大规模上涌。下地壳底部与地幔接触的部位 (壳幔过渡带) 是地壳最热的部位, 下地壳底部也是玄武质岩浆底侵的最佳部位, 因此, 这里是花岗岩形成的温床, 全球绝大多数花岗岩, 尤其是有一定规模的花岗质岩浆活动, 应来源于下地壳底部。

许多模式 (和教科书) 认为花岗岩可以形成在地壳的内部。这些模式认为, 如果玄武质岩浆上侵到地壳内部, 例如中地壳, 也能够引发岩石的部分熔融形成花岗岩。从理论上说, 上述模式是可能的, 但是, 实际上有多少可能性是值得商榷的。因为, 即使玄武岩侵入到地壳上部, 可以带来热, 但这种热是有限的, 持续时间很短, 不可能产生大量的花岗质岩浆。玄武质岩浆一旦离开地幔上升进入地壳, 即处于降温过程, 玄武质岩浆即使可以停滞在地壳某个部位一段时间, 岩浆将很快降温固结, 最可能产生的是某种程度的接触变质作用, 很难使围岩地壳熔融产生花岗岩。如野外在许多辉长岩侵入体边部可以见到宽度不一的接触变质带 (最高变质可达辉石角闪岩相), 而很少见到辉长岩边部有熔融的花岗质岩浆的现象, 即使是规模巨大的大火成岩省。地球物理资料显示, 青藏高原的藏北地区中地壳内存在低速带, 指示有大面积的部分熔融 (部分熔融的物质就应是花岗岩浆) 物。我们解释上述低速带代表的熔融的岩浆可能是从下地壳底部侵位到地壳内部停滞在那里的尚未固结的花岗质岩浆, 而非岩浆形成的地方。以华北为例, 中国东部高原从 165 Ma 开始首先在华北北部出现, 随之向南扩展, 大别和长江中下游最早的埃达克岩是 152 Ma 的, 高原大约从 $130 \sim 125$ Ma 之后开始垮塌 (张旗等, 2008)。因此, 中国东部高原持续的时间至少是从 $152 \sim 130$ Ma。据

目前的资料,出现在这个年龄段的花岗岩绝大多数是埃达克岩,目前还未发现有浙闽型和南岭型花岗岩出现的实例,说明在高原持续期间出现的花岗岩都是来自下地壳底部的。当然,随着研究工作的进展,可能会有 152~130Ma 期间的浙闽型、南岭型花岗岩出现,如果没有其他的解释,或许就是地壳内部熔融的了。如果出现这种情况,就需要特别予以关注,估计这种岩体的规模不可能很大,如果岩体很大,则需要重新研究(重新进行野外和室内研究)。A 型花岗岩是高温的,这是学术界普遍的共识,因此,A 型花岗岩最可能产于下地壳底部。只有淡色花岗岩,大多认为是浅部形成的。因为,泥质岩熔融的温度较低,700~800°C 即可。许多变质岩中的浅色脉具有淡色花岗岩的特点也使许多人坚信花岗岩可以是浅部成因的。浅色脉体可以具有淡色花岗岩的地球化学特征,但是这些脉体不可能汇聚起来组成较大(例如 1km³左右)的岩体,因此,浅色脉体与淡色花岗岩的意义是不同的。如前所述,淡色花岗岩的熔融实验表明它的形成压力是较大的,并非首先认为的是浅源的。

2.2 花岗岩能否演化和怎样演化?

学术界普遍认为花岗岩是能够演化的,是能够发生结晶分离的,可以由玄武岩演化为安山岩直至流纹岩。随着岩浆的演化,主元素和微量元素及其比值会发生变化,例如,随着岩浆的演化,从基性变为酸性,斜长石减少,牌号降低,钾长石增加,石英增加,于是, Sr 减少, K 和 Rb 增加, Rb/Sr 和 K/Sr 比值增加, Sr/Y 和 Sr/Yb 比值降低等等,在哈克图中能够得到很好的相关曲线。但我们认为,花岗质岩浆不同于玄武质岩浆,是很难发生结晶分离的,原因是花岗岩有很大的黏性(张旗等, 2008)。那么实际情况有没有随着岩浆演化 Sr 含量发生变化的呢? 以华北为例,一个大岩体,可以由闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩组成,如果它们统统是埃达克岩, Sr 含量不论哪种岩石都很高(Sr 含量很少有 $< 300 \times 10^{-6}$ 的)。又如南岭,那里花岗岩以南岭型花岗岩为主,有少量浙闽型的, Sr 含量都很低,很少有 Sr 含量 $> 300 \times 10^{-6}$ 的。如果一个复式岩体由不同类型的花岗岩组成,例如有埃达克岩和浙闽型的或埃达克型和南岭型的,它们的时代必然不同,不存在演化关系。如果埃达克岩早、浙闽型和南岭型晚, Sr 含量是降低了。如果埃达克岩晚于浙闽型和南岭型,则 Sr 含量增加了。前者的实例很多,如青海省宗务隆山(张旗等, 2010b 之图 2)、内蒙古白音宝

力道(张旗等, 2010b 之图 4)、大别(张旗等, 2010b 之图 5)、华北克拉通古元古代(张旗等, 2010b 之图 10)、川西瓦斯沟(张旗等, 2010b 之图 11)等,后者的实例较少,如松潘-甘孜(张旗等, 2010b 之图 8)。合理的解释是地壳厚度变化的结果,而非岩浆演化的结果。

2.3 混合作用对 Sr 含量的影响有多大?

有人提出,不同花岗质岩浆之间以及玄武质岩浆与花岗质岩浆之间的混合作用可以改变 Sr 和 Yb 含量。首先,我们同意混合作用对于花岗质岩浆有一定的作用,但是,花岗质岩浆混合的程度是非常有限的;其次,混合绝大多数是在下地壳底部岩浆熔融区进行的,岩浆一旦离开其熔融的源区向上侵入,即处于降温过程,混合的可能性就显著降低了(张旗等, 2007)。在下地壳底部,岩浆(玄武岩与花岗岩、或花岗岩与花岗岩)无论怎样混合,无论混合到何种程度,均不可能明显改变 Sr 和 Yb 的含量,因为, Sr 和 Yb 含量主要与压力有关。埃达克岩与埃达克岩混合仍然是埃达克岩,浙闽型花岗岩与浙闽型花岗岩混合仍然是浙闽型花岗岩。当然,花岗质岩浆在上升过程中容易发生流动分异作用,野外露头上流动分异现象是常见的,可以局部改变花岗岩的矿物组成,但不可能改变花岗岩的类型,不会影响 Sr 和 Yb 所指示的意义。

有人认为玄武质岩浆与花岗质岩浆的混合足以改变花岗岩中的 Sr 含量,因为,玄武岩普遍是富 Sr 的。首先,我们不否认上述混合的可能性。如果假定玄武岩与花岗岩按照 1:1 的比例混合,混合形成的岩浆为闪长质成分的,如果原先的花岗岩 Sr 含量低,混合后的闪长岩 Sr 含量增加了,变为了埃达克岩。在这种情况下,混合作用的确起了很大的作用。其次,如果混合的比例以花岗质岩浆居多,玄武质岩浆居少,混合后仍然为花岗质成分的, Sr 含量增加不明显,可能对花岗岩分类没有很大的影响。第三,我们看看实际情况。这种混合可以发生在各个地方,在华北有这种混合,在浙闽和南岭也有这种混合。如果华北的埃达克岩是这种混合的结果,那么,浙闽为什么埃达克岩很少,南岭埃达克岩几乎没有? 第四,华北和浙闽、南岭岩石组合上有一些区别:华北以埃达克岩居多,岩石组合为花岗岩-花岗闪长岩-石英闪长岩-闪长岩,浙闽主要是花岗岩和花岗闪长岩,石英闪长岩很少;南岭则主要是花岗岩,花岗闪长岩都很少。这种组合与 Sr 含量有一定的相关性。据我们的观察,在浙闽地区,石英闪长岩很

少, 规模很小, 但是, 很有意思的是, 大多数石英闪长岩具有埃达克岩的特征。这个现象很好解释。因为 Sr 主要赋存在斜长石中, 与斜长石含量和牌号关系密切。如果斜长石多, 牌号高, 则 Sr 含量高。斜长石牌号高, 则是中长石和拉长石。有中长石和拉长石的岩石必定不是花岗岩, 而是闪长岩。因为, 以更长石为主的花岗岩 Sr 含量不可能高。综合上述 4 点, 合理的解释是: 理论上我们不能排除玄武质岩浆与花岗岩岩浆混合的可能性, 但是, 实际上这种混合使 Sr 含量增加的假设是很难在自然界见到的。为了稳妥起见, 我们在实际工作中应当注意排除混合现象的干扰, 如果做到这一点, 该方法的应用应当是可靠的。

还有人认为华北花岗岩 Sr 高与华北寒武 - 奥陶系灰岩发育有关, 灰岩富 Ca 和 Sr, 花岗岩与灰岩混染了, 故 Sr 含量高。这种可能性几乎是不存在的, 因为, 寒武纪 - 奥陶纪地层分布在地壳很浅的部位, 花岗岩从地壳底部上升至此温度已经很低了, 很难与灰岩发生混染作用。其次, 即使混染了, 但是, 花岗岩即将固结, Sr 如何在岩浆中扩散也是一个问题。此外, 许多花岗岩并不与灰岩接触, Sr 高就无法解释了。还有, 华南灰岩比华北还多, 华南花岗岩为什么 Sr 含量不高? 因此, 混染的说法是很难成立的。

为了进一步说明这个问题, 我们可以对比一下华北和浙闽花岗岩。图 1 为我们收集的华北和浙闽地区的晚侏罗世 - 早白垩世花岗岩资料, 从图 1 看出, 华北的花岗岩富 Sr 贫 Yb, 浙闽则贫 Sr 富 Yb,

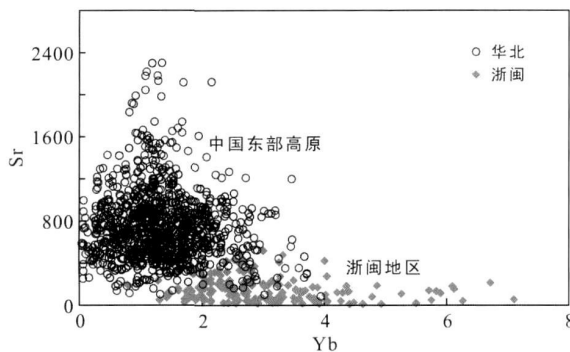


图 1 华北(包括长江中下游)和浙闽地区晚侏罗世 - 早白垩世花岗岩的 Sr-Yb 图(张旗等, 待刊)

Fig 1 Sr-Yb diagram showing the comparison of the Late Jurassic-Early Cretaceous granites from North China (include the Lower reaches of the Yangtze River) and the Zhejiang-Fujian area (Zhang Q et al, in press)

我们所选用的样品包括了所有各种不同的花岗岩类(从闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩到花岗岩), 包括了各种各样的源岩, 包括了各种混合作用的影响(玄武岩与花岗岩混合、花岗岩与花岗岩混合以及可能的花岗岩与围岩的混染等)以及花岗岩各种可能的演化的情况(虽然我们不赞同花岗岩演化的观点)。上述两个地区在 Sr-Yb 图中分布的差异最合理的解释是地壳厚度的不同: 华北地壳厚, 所以富 Sr 贫 Yb, 浙闽地壳薄, 所有贫 Sr 富 Yb。

2.4 静水压力问题

花岗质岩浆是熔体, 其所受的压力指的是上覆物体的压力, 即静水压力。至于地壳内部是处于挤压或伸展应力状态与底部花岗质岩浆熔融无关。它不像变质岩, 变质岩具塑性, 必须考虑围压和构造超压的共同影响。

于是, 在满足上述 3 个前提的条件下, 花岗岩形成的压力即可计算为深度并转换为地壳厚度: 埃达克岩形成的压力最大 ($> 1.5 \text{ GPa}$), 相应的深度即地壳厚度也最大 (约 $> 50 \text{ km}$); 喜马拉雅型花岗岩指示的地壳厚度较大 (压力大约在 $0.8 \sim 1.5 \text{ GPa}$ 之间, 相应的深度和地壳厚度在 $40 \sim 50 \text{ km}$ 之间); 浙闽型花岗岩为正常地壳厚度 (压力 $< 1.0 \text{ GPa}$ 约相当于 $30 \sim 40 \text{ km}$ 的深度和地壳厚度); 南岭型花岗岩地壳厚度最薄 (压力约 $< 0.8 \text{ GPa}$ 形成的深度和地壳厚度 $< 30 \text{ km}$)。

3 花岗岩与大陆构造

3.1 板块构造与玄武岩

板块构造主要研究洋壳, 洋壳主要由玄武岩组成, 玄武岩主要研究构造环境。全球构造环境主要有 3 种: 洋中脊、岛弧和洋岛 (海山)。而弧后盆地、弧前盆地、裂谷、洋底高原等, 是从上述环境中派生出来的, 属于次要的构造环境。3 个不同环境玄武岩之间的差异主要取决于地幔源岩的不同: N-MORB 的源岩是弱亏损地幔岩 (二辉橄榄岩), 岛弧拉斑玄武岩 (IAT) 的源岩是强亏损的地幔岩 (方辉橄榄岩), 洋岛玄武岩 (OIB) 的源岩为富集地幔 (石榴石二辉橄榄岩)。弱亏损的二辉橄榄岩处于板块扩张脊, 强亏损的方辉橄榄岩产于岛弧, 富集地幔源于地幔柱 (Pearce et al, 1984a)。于是, 不同的玄武岩来自不同的源岩, 不同的源岩产于不同的构造环境, 玄武岩即与构造环境挂上了勾。这里的关系是: 玄武岩 - 源岩 - 环境。如果地幔源岩可以出现

于不同的构造环境,则上述关系不存在。经过几十年的研究,证明源岩与环境偏离的几率非常小,于是,上述关系被学术界普遍认可。

板块构造推动岩石学研究的最大贡献是开辟了全新的岩石大地构造研究领域,在上个世纪 80 年代即将玄武岩理论发展到几乎完美的地步(如 Pearce et al, 1984a)。按照板块构造理论,玄武岩的成因与其产出的构造环境密切相关,任何玄武岩不能例外。花岗岩研究在板块构造理论中不占重要位置,因为它出露较少,且与玄武岩密切相关,也可运用玄武岩的理论予以解释(如 Pearce et al, 1984b)。

3.2 大陆构造与花岗岩

大陆构造主要研究陆壳,陆壳玄武岩少,花岗岩多,因此,在大陆构造中花岗岩具有重要的地位。花岗岩绝大多数出露在陆壳而非洋壳上,因此,要用大陆构造理论而不是板块构造理论来指导花岗岩的研究(张旗等, 2008)。

大陆花岗岩研究什么? 早先的研究着眼于花岗岩的源岩特征,如 I S A、M、H 型花岗岩等,已经取得很大的成绩。随后跟着玄武岩学步,也致力于花岗岩形成的构造环境研究,还不适当地包括了碰撞和碰撞后等“环境”(张旗等, 2008),最近花岗岩混合作用的研究也备受关注。据笔者的认识,大陆花岗岩种种变化的最重要的制约因素有两个:一个是源岩,另一个是深度(张旗等, 2008)。因此,对比玄武岩,如果用几句话加以归纳的话:板块构造主要研究玄武岩,着眼于玄武岩形成的构造环境;大陆构造主要研究花岗岩,着眼于源岩及其形成的深度。

判断地壳厚度主要依靠花岗岩,花岗岩主要依靠 Sr 和 Yb 的含量: $Sr > 300 \times 10^{-6}$, $Yb < 2.5 \times 10^{-6}$, 代表很厚的地壳; $Sr < 400 \times 10^{-6}$, $Yb < 2.0 \times 10^{-6}$, 代表较厚的地壳; $Sr < 400 \times 10^{-6}$, $Yb > 1.5 \times 10^{-6}$, 为正常厚度的地壳; $Sr < 100 \times 10^{-6}$, $Yb > 1.5 \times 10^{-6}$, 为减薄的地壳。上述指标几乎排除了各种可能的因素对压力的影响。例如,不论什么源岩(玄武岩、TTG、泥质岩、杂砂岩、基性、中性和酸性的各种变质岩),只要地壳厚度足够大,形成的必然是埃达克岩(张旗等, 2008)。

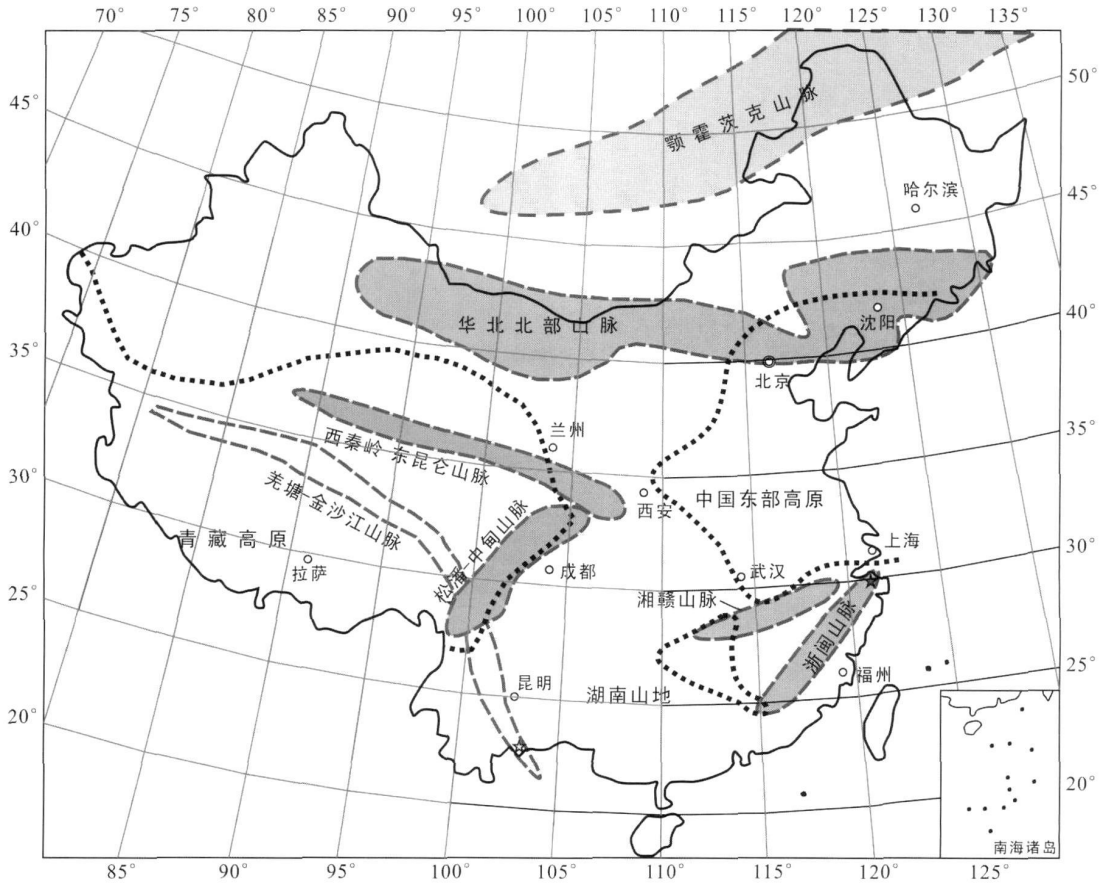
3.3 花岗岩判断地壳厚度的优越性

大陆构造主要研究陆壳的水平运动和垂直运动。大陆的水平运动已经进行了许多卓有成效的研究,最著名的例子就是印度板块与欧亚板块碰撞导致的青藏高原的侧向挤出构造。迄今为止,人们对何时何处水平运动几何已经有了较好的方法和较深

的认识。例如,郯庐断裂带何时开始发育? 两盘位移距离在侏罗纪是几何? 在白垩纪是几何? 红河断裂带何时开始发育,何时右旋走滑? 滑移距离几何? 何时改变为左旋? 滑移距离几何? 阿尔金断裂带何时开始发育,右旋走滑距离几何? 不同地段(西段、中段、东段)走滑距离几何? 等等。

相比水平运动,垂直运动的研究和识别就困难多了。如何判断地壳加厚或减薄了呢? 通常的方法有构造学、沉积学、矿物学、古生物学、古地理学、同位素地球化学等。构造推覆、挤压造成地壳重叠、加厚,构造拉伸、地壳开裂使地壳减薄,这是人所共知的。盆地的出现代表伸展减薄,粗碎屑物的大量堆积指示地壳的抬升剥蚀。同样,不同矿物(如蒙脱石、绿泥石、伊利石等)产出的环境、古生物变迁、古水流、古温度、古高程的研究等,都可以给出地壳加厚或减薄的信息。上述方法中,除了少数可以给出定量的抬升幅度外(尤其古高程计),许多方法只能给出定性的结论。我们知道,现代地球上 3 大高原:青藏高原、安第斯高原和科罗拉多高原,还有许许多多的高度相对较低的高原,如云贵高原、山陕高原、伊朗高原、(土耳其的)安纳托利亚高原等。山脉就更多了。将今论古,我们相信,在地质历史上也一定出现过许多宏伟的高原和山脉,尽管现在已经消失得无影无踪了。问题是,我们怎么知道在什么时候什么地方曾经出现过高原和山脉? 它们的范围有多大? 持续时间有多长? 什么时候抬升? 在什么时候垮塌? 这个问题非常重要,又非常棘手,困扰学术界多年,直到 20 年前发现埃达克岩才开辟了解决这个问题的途径(Defant and Drummond, 1990)。

研究表明,采用新的花岗岩分类方法,查明不同类型花岗岩的时空分布,即可判断一个地区随着时间演化地壳厚度变化的情况。埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩指示地壳较厚,代表高原或山脉;浙闽型和南岭型花岗岩指示地壳较薄,代表平原或低地。如果在一个地区有埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩集中出现,则可根据上述花岗岩的时空分布厘定出地壳加厚区的范围,如果该范围呈面型分布则为高原,如果呈带状分布则为山脉。按照上述方法,我们已经厘定出晚侏罗世-早白垩世的中国东部高原和印支期的湖南山地(喜马拉雅型花岗岩占优,埃达克岩较少,据张旗等, 2008)和印支期以来的 7 个山脉(华北北部山脉、西秦岭-东昆仑山脉、松潘-中甸山脉、湘赣山脉、鄂霍次克山脉、浙闽山脉和羌塘-金沙江山脉等,张旗等, 2008)(图 2)。



图例: 粗点线示高原; 虚线示山脉。现代的山脉未表示, 仅表示了青藏高原的范围, 以与中国东部高原对比。

图 2 中国中 - 新生代的高原和山脉分布图 (资料来源见张旗等, 2008)

Fig 2 Distribution of the plateaus and mountains in China during Mesozoic and Cenozoic

3.4 花岗岩判断地壳厚度的局限性

利用花岗岩类型判断地壳厚度是一个可行的方法, 但是, 不可否认, 该方法也有一定的局限性:

(1) 伴随地壳厚度的变化必须有花岗岩出现。如果没有花岗岩, 就失去了判断的前提。地壳是否加厚决定于地壳的应力状况, 花岗岩是否出现, 在何时何地出现, 取决于有否来自地幔的热供给, 二者无必然的联系。以华北为例, 太古代不考虑, 从元古代开始, 华北地块的中部 (山西省及其向南北的延伸) 有大量古元古代花岗岩 (2.1~1.6Ga) 出露, 北部有少量石炭纪 - 早侏罗世的花岗岩, 东部有大量侏罗纪 - 白垩纪的花岗岩。于是, 我们判断地壳厚度只能就上述时代和上述地区, 超出上述范围就无能为力了。例如, 在中元古代 - 石炭纪 (约 1.5~0.3Ga) 的漫长时间内, 华北几乎无花岗岩岩浆活动的记录, 是花岗岩判断地壳厚度的盲点, 该时期地壳厚度几何只有求助于其他方法了。华南的情况好一些, 有

新元古代、加里东期、海西期、印支期和燕山期的花岗岩 (孙涛等, 2003), 可能给出一个地壳厚度变化的较连续的概念, 这是一个极有吸引力的课题。

(2) 利用花岗岩圈定的山脉和高原范围小于或等于实际的高原和山脉范围。这同样取决于花岗岩发育的情况: 如果在高原和山脉范围内花岗岩只是局部发育, 则花岗岩圈定的范围小于实际的范围; 如果花岗岩普遍发育, 则花岗岩圈定的范围大体可以反映高原和山脉的面貌。仍以中国东部高原为例, 有侏罗纪 - 白垩纪花岗岩大范围出露, 在辽宁 - 内蒙古接壤地区, 北部出现晚侏罗世的浙闽型和南岭型花岗岩, 南部出现晚侏罗世的埃达克岩, 分界线在张家口 - 围场 - 赤峰 - 彰武一带 (张旗等, 2008)。在高原南部, 埃达克岩集中出现在长江中下游一带, 皖南未见埃达克岩出露, 因此, 高原的南界在安徽省境内大体紧贴长江中下游的南岸。向东由于第四纪大范围覆盖情况不清。在高原西部,

目前已知的埃达克岩仅出现在太行山以东(涿源和麻棚一带),山西省境内有少量中生代的花岗岩和火山岩,但性质和时代不清,故按照现有资料圈定的高原西界并不确定。又以秦岭-大别为例,在陕南及其以西的西秦岭有许多印支期(245~200Ma)的埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩出露(张旗等,2009),显示了一个山脉的雏形(向西可达青海省的西端),向东沿桐柏、大别和苏鲁则很少有印支期花岗岩的出现,直至山东荣成石岛,才见到一个岩体(约225~215Ma据曾令森等,2007),却是A型(南岭型)的,并非山脉。那么,从石岛以西到陕南以东是什么情况?西昆仑山脉向东终止于何处?不知道。

(3) 利用该方法判断地壳厚度的精度约 > 10km,地壳厚度是逐渐变化的,如果厚度变化很小,不超过 10km,花岗岩无能为力。只有地壳厚度变化超过 10km,在花岗岩的地球化学特征上才有所显示。究其原因,可能与残留相组成的变化有关。任何事物都遵循从量变到质变的规律。我们厘定的不同类型花岗岩之间的界线可能即代表了这种质的变化。在正常的地壳厚度下,岩浆熔融的残留相为角闪石+斜长石(相当于浙闽型花岗岩,为正常地壳厚度)。随地壳厚度增加(这是一个量变过程),当厚度增加到一定程度,导致石榴石开始出现,即发生了质变,残留相由斜长石+石榴石组成(相当于喜马拉雅型花岗岩,相当于 40~50km 地壳厚度)。随着地壳厚度和压力的继续增加直至斜长石消失,即跃进到另一个质变的界线:残留相变为石榴石+单斜辉石+金红石(无斜长石),出现埃达克岩(相应的地壳厚度 > 50km)。因此,南岭型、浙闽型、喜马拉雅型和埃达克岩大体相当于地壳厚度不同的 4 个台阶,它反映在花岗岩 Sr 和 Yb 含量的变化上,源于残留相组成的变化。地壳厚度更加细微的变化,目前还捕捉不到,需要进一步的研究。

4 研究地壳厚度的意义

板块构造最主要的活动是板块扩张和板块俯冲,因此,主要研究的是水平运动(俯冲可看作水平运动的一个分量)。大陆构造主要研究陆壳的水平运动和垂直运动。水平运动体现在块体的位移、走滑和旋转上,垂直运动体现在地壳厚度的变化上。地壳厚度变化的意义体现在下述几个方面:

(1) 地壳厚度不同与水平运动的应力有关。挤压导致地壳加厚,拉伸导致地壳减薄。因此,挤压和

伸展是大陆构造两个最基本的要素。相向的水平运动造成挤压,相背的水平运动导致伸展。挤压使地壳加厚、地表抬升,形成高原和山脉,水平运动转变为(向上的)垂直运动;伸展导致地壳减薄和地表下沉,也是水平运动引发的一种(向下的)垂直运动。在这里,水平运动起主导作用。山脉和高原的垮塌,厚地壳减薄,物质向周围流动,是垂直运动引发了水平运动,此时,垂直运动成了主导。相向的水平运动如果正面受阻,地壳只有加厚一个出路,于是,是水平运动导致了垂直运动。如果相向的水平运动是斜向受阻,地壳可能加厚,也可能不加厚,但是,必然引起地块的走滑和旋转。因此,研究地壳厚度变化与构造应力的关系是大陆构造的重要课题。如三叠纪时崛起的华北北部山脉,东西长约 4000km,已知在西段存在三叠纪由北向南的大规模推覆构造,在燕辽地区存在印支期强烈的南北向挤压事件(郑亚东和王涛,2005;徐刚等,2003,2005;胡健民等,2005),上述构造与华北北部山脉的抬升是否有关值得注意。又如中国东部高原与燕山运动的关系,董树文等(2007)认为(165±5)Ma是燕山运动强烈挤压的主幕,而主伸展垮塌期在 135~100Ma,据我们研究,高原北部的确在 165Ma 崛起,与上述作者的结论一致;而高原垮塌根据花岗岩的资料大体在 130~125Ma 以后,略晚于董树文等(2007)的估计。燕山运动的挤压事件对应于高原的抬升,燕山运动的伸展事件对应于高原的垮塌。看来,燕山运动与高原可能有密不可分的联系,是研究中国东部大陆构造的水平运动与垂直运动关系的极佳场所。

(2) 地壳加厚形成高原和山脉,对气候、生物、环境会产生明显的影响。青藏高原之所以成为国际学术界关注的焦点,正是因为青藏高原的隆起对东亚乃至全球大气环流、生物变迁产生了重要的影响。秦岭虽然不是很高,却是中国南北气候的分界线。中国东部高原对于东亚地区晚侏罗世-早白垩世的气候、环境影响如何还不清楚。但是,晚侏罗世-早白垩世中国东部南北气候的分野可能与高原有关,例如,北部发育热河生物群,南部发育建德生物群;北部盆地为温湿环境,盛产煤和石油;南部盆地为干热环境,出现沙漠化(张旗等,2008)。

(3) 厚地壳和薄地壳矿产不同。厚地壳出现的花岗岩是埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩,与金铜成矿有关(蔡志勇等,2005;张旗等,2008,2010c;李印等,2009);薄地壳出现的为浙闽型和南岭型花岗岩,尤其后者,与钨锡成矿有关(张旗等,2008,2009,

2010c)。故研究何时何地地壳厚度多少,对金铜钨锡找矿有指导意义。

5 小 结

(1) 板块构造主要研究洋壳,洋壳主要由玄武岩组成,玄武岩的变化主要受其形成的构造环境制约,因此,玄武岩与其形成的构造环境的关系研究即成为玄武岩最重要的任务和方向。对比板块构造,大陆构造主要研究陆壳,陆壳中玄武岩少花岗岩多,因此,花岗岩在大陆构造研究中的地位比玄武岩重要。大陆花岗岩的变化比玄武岩复杂得多,受各种因素制约,其中尤以源岩和深度影响最大。因此,研究花岗岩与其源岩组成和形成深度即成为花岗岩研究最重要的课题。

(2) Sr和 Yb的变化在花岗岩地球化学研究中具有特殊的意义,可以作为花岗岩新的分类标志,主要与其形成的深度有关。由于花岗岩绝大多数形成于下地壳底部,于是,形成于不同深度的不同类型的花岗岩即与地壳厚度存在一定的关系。大陆构造主要研究块体的水平运动和垂直运动。由于垂直运动研究的难度大,而花岗岩在垂直运动研究中具有的优越性,于是,花岗岩在大陆构造研究中具有不可替代的作用,研究花岗岩最重要的地球动力学意义即在于地壳厚度问题。

(3) 花岗岩与地壳厚度的研究并不排斥其他方面的研究,例如花岗岩成因的研究、花岗岩源岩的研究、花岗岩物理性质和化学性质的研究、花岗岩形成-运移-侵位过程的研究、花岗岩与成矿关系的研究等等。相反,这些研究都是非常有意义的,例如最近学术界关于花岗岩 Hf和 O 同位素研究所取得的进展。花岗岩与地壳厚度的研究还特别需要其他学科的配合和支持,如构造学、沉积学、矿物学、地球化学、古生物学、古地理学、古生态学、古气候学、古环境学等。花岗岩与其他学科的共同研究还可能开创新的研究领域和新的研究方向。

(4) 花岗岩与地壳厚度的研究还有许多问题没有解决。如 Sr和 Yb在各种条件下的地球化学行为究竟如何?如何精确确定 Sr/Yb含量与压力的关系?源岩、温度、水和挥发分对 Sr和 Yb的影响如何?除了 Sr和 Yb外,还有没有其他更好的指标?不同地块压力-深度-厚度的关系必然有变化,它们是怎样变化的?花岗岩 Sr/Yb分类的理论依据是什么?等等。为了解决上述问题,需要更加广泛的

野外实践,需要更加深入的岩石学、实验岩石学和数值模拟研究,需要更加深入的地球化学研究。由于花岗岩极其复杂,花岗岩研究还存在激烈争论,上述任务不可能在短时间内完成,可能需要几十年的时间,其间还可能经历多次否定、肯定与否定的反复。但是,笔者相信,花岗岩与地壳厚度关系的研究将推进大陆构造的研究,将推进花岗岩迈入新时代,将开辟花岗岩研究的新纪元,将创立花岗岩堪与玄武岩媲美的新的理论体系。

致谢:感谢稽少丞博士对本文的评论。

参考文献 (References):

- 蔡志勇,邱瑞照,熊小林,黄圭成,周肃,孟祥金. 2005. 西藏西部地区埃达克质侵入岩及铜金找矿意义. 大地构造与成矿学, 29(4): 491-501.
- 董树文,张岳桥,龙长兴,杨振宇,季强,王涛,胡建民,陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81: 1449-1461.
- 郭素淑,李曙光. 2007. 淡色花岗岩的岩石学和地球化学特征及其成因. 地学前缘, 14(6): 290-298.
- 胡健民,孟庆任,石玉若,渠洪杰. 2005. 松潘-甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报, 21: 867-880.
- 贾小辉,王强,唐功建. 2009. A型花岗岩的研究进展及意义. 大地构造与成矿学, 33(3): 465-480.
- 李承东,张旗,苗来成,孟宪锋. 2004. 冀北中生代高 Sr/低 Y和 Sr/低 Y型花岗岩:地球化学、成因及其与成矿作用的关系. 岩石学报, 20: 269-284.
- 李鹏春,陈广浩,许德如,贺转利,符巩固. 2007. 湘东北新元古代过铝质花岗岩的岩石地球化学特征及其成因讨论. 大地构造与成矿学, 31(1): 126-136.
- 李社宏,李文铅,丁玉进,刘建平,梁前勇,曹志明. 2010. 瑶岭钨矿白基寨花岗岩地质特征及成矿意义. 大地构造与成矿学, 34(1): 139-146.
- 李印,凌明星,丁兴,刘健,韩峰,孙卫东. 2009. 中国东部埃达克岩及成矿作用. 大地构造与成矿学, 33(3): 448-464.
- 廖群安,李德威,易顺华,卢练. 2003. 西藏定结高喜马拉雅石榴辉石岩-镁铁质麻粒岩的岩石特征及其地质意义. 地球科学, 28: 627-633.
- 刘树文,张进江,舒桂明,李秋根. 2005. 藏南定结铁镁质麻粒岩矿物化学、P/Tt 轨迹和折返过程. 中国科学(D辑): 35: 810-820.
- 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), 33: 1209-1218.
- 徐刚,赵越,胡健民,曾庆利,刘晓文,吴海,宋彪. 2003. 辽西

- 牛营子地区晚三叠世逆冲构造. 地质学报, 77: 25–4
- 徐刚, 赵越, 吴海, 张栓宏. 2005. 辽西凌源牛营子盆地晚三叠世—中侏罗世地层层序及区域对比. 地球学报, 26: 299–308
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, Schilling FR, Wunder B. 2001a. 高喜马拉雅黑云片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示. 科学通报, 46: 246–250
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 高山, Wunder B, Schilling FR. 2001b. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据. 科学通报, 46: 2025–2030
- 曾令森, 陈晶, 陈振宇, 刘静, 梁凤华, 高利娥. 2007. 山东石岛花岗岩复合体的侵位深度与苏鲁超高压变质岩的快速折返机制及动力学效应. 岩石学报, 23: 3171–3179
- 张宏飞, Harris N, Parrish R, 张利, 赵志丹, 李德威. 2005. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学: 区域对比、岩石成因及其构造意义. 地球科学——中国地质大学学报, 30: 276–288
- 张金阳, 廖群安, 李德威. 2003. 西藏定结地区高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征与岩浆源区研究. 地质科技情报, 22: 9–14
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2009. “上山”找金铜, “下山”找钨锡及其理由. 地球科学——中国地质大学学报, 34: 547–568
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2010a. 再论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类: 标志. 岩石学报, 26: 985–1015
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2010b. 三论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类: 应用. 岩石学报, 26: 3431–3455
- 张旗, 金惟俊, 王焰, 李承东, 王元龙. 2010c. 花岗岩与金铜及钨锡成矿的关系. 矿床地质, 29: 729–759
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩混合问题: 与玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一. 岩石学报, 23: 1141–1152
- 张旗, 钱青, 王二七, 王焰, 赵太平, 郝杰, 郭光军. 2001. 燕山中晚期的“中国东部高原”: 埃达克岩的启示. 地质科学, 36: 248–255
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义. 岩石学报, 22: 2249–2269
- 张旗, 王焰, 熊小林, 李承东. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇. 北京: 中国大地出版社: 1–344
- 郑亚东, 王涛. 2005. 中蒙边界区中生代推覆构造与伸展垮塌作用的运动学和动力学分析. 中国科学 (D 辑): 35: 291–303
- Ayres M and Harris N. 1997. REE fractionation and Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: Constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology*, 139: 249–269
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626
- Barker F and Arch J G. 1976. Generation of trondhjemitic tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596–600
- Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: Evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25: 261–270
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1–29
- Collins W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189–200
- Currie K L, Whalen J B, Davis W J, Longstaffe F J and Cousens B L. 1998. Geochemical evolution of peraluminous plutons in southern Nova Scotia, Canada—a pegmatite-poor suite. *Lithos*, 44: 117–140
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Defant M J and Drummond M S. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550
- Drummond M S and Defant M J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison. *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503–21521
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641–644
- Harris N B W and Massey J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13: 1537–1546
- Kemp A I S, Hawkesworth C J, Foster G L, Paterson B A, Woodhead J D, Hergt J M, Gray C M and Whitehouse M J. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315: 980–983
- Kotkovich J and Harley S L. 1999. Formation and evolution of high-pressure leucogranulites: Experimental constraints and unresolved issues. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24: 299–304
- Nedelec A, Stephens W E and Fallick A E. 1995. The Pan-African stratiolite granites of Madagascar: A Kalmagmatism in a postcollisional extensional setting. *Journal of Petrology*, 36: 1367–1391
- Neogi S, Dasgupta M and Fukuoka M. 1998. High P-T metamorphism, dehydration melting and generation of migmatites and granites in the higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. *Journal of Petrology*, 39: 61–99

- Patño Douce A E and McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collisions and subduction // Hacker B R and Liou J G. Where continents collide: Geodynamic and geochemistry of ultrahigh pressure rocks. Kluwer Academic Publishers: 27–55.
- Patño Douce A E. 1997. Generation of metamorphic A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743–746.
- Patño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Castro et al. Understanding granite: Integrating new and classical techniques. *Geological Society of London Special Publications* 168: 55–75.
- Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–244.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984a. Characteristics and tectonic significance of super-subduction zone ophiolites. Marginal basin geology. *Geological Society of London Special Publications* 16: 77–94.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984b. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Pitcher W S. 1997. The nature and origin of granite. London: Chapman & Hall: 1–387.
- Rapp R P, Watson E B and Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean tonalites and gabbros. *Precambrian Research*, 51: 1–25.
- Sylvester P J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261–280.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29–44.
- Visona D and Lombardo B. 2002. Tonalite and tonalite leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos*, 62: 125–150.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Whalen J B, Jenner G A, Longstaffe F J, Robert F and Garipey C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite: Petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 37: 1463–1489.
- Xiong X L, Adam J and Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339–359.
- Zhang H F, Parrish R, Zhang L, Xu W C, Yuan H L, Gao S and Crowley Q G. 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination. *Lithos*, 97: 323–335.

Granitic Rocks and their Formation Depth in the Crust

ZHANG Qi¹, JIN Weijun¹, LI Chengdong², WANG Yan³ and WANG Yuanlong¹

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

Abstract Granitic rocks as the major component in the continental crust are particularly helpful to decipher the evolution of continental tectonics, which is quite similar in the way that basaltic rocks being the major component of the oceanic crust can be used to trace the tectonic settings in plate tectonics. Diversity of source rock composition and formation depth are two crucial factors controlling the compositions of resultant granitic rocks. It is proposed in this study that the variation of Sr and Yb contents of the granitic rocks is related to their formation depth, which can be further used as a new classification criteria for granitic rocks. Provided most of granitic rocks are derived from the lowest part of the lower crust, the depth from which the granitic rocks formed may indicate the thickness of the crust; therefore, the variation of the formation depth can be used to trace the evolution of vertical movement of the continental crust, i.e., to identify ancient plateaus and mountain ranges which ever existed in the history of the earth. Major concerns about the relationship of the composition of granitic rocks and formation depth are also discussed in the paper.

Keywords granitic rocks; thickness of the crust; plate tectonics; continental tectonics