西北世质

NORTHWESTERN GEOLOGY

文章编号:1009-6248(2011)01-0085-10

镁铁质-超镁铁质层状岩体 基本特征及岩浆作用

夏昭德1,姜常义1.2,夏明哲1.2,凌锦兰1,卢荣辉1

(1.长安大学地球科学与资源学院,陕西西安 710054;
 2.西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,陕西西安 710054)

摘 要:镁铁质-超镁铁质层状岩体可以产于多种构造环境,岩体具有典型的层状构造和韵律结构。层状 岩体形成时主要的岩浆作用有重力分异作用、双扩散对流作用、压实作用、同化混染和岩浆混合作用等, 其中重力分异作用很好地解释了层状岩体垂向上岩石类型的变化和矿物组分的变化,双扩散对流作用和 岩浆混合作用在韵律层理形成过程中起了很重要的作用,而压实作用对岩浆演化晚期阶段补堆晶结构的 形成作用明显,同化混染作用可改变岩浆的成分,导致岩浆分异产物的组成和成分的变化。堆晶结构的不 同主要依赖于粒间液体的活动性和晶粥的渗透率,补堆晶结构形成需要高渗透率,而粒间液体不活动时将 有利于正堆晶结构的形成。岩石组合、岩石结构、矿物组分及其变化规律很好地记录岩浆分异过程、岩浆 补给等信息,可以用来讨论层状岩体的岩石成因:温度压力条件、原生岩浆及其演化过程等。 关键词:镁铁质-超镁铁质;层状岩体;岩浆作用;堆晶结构;岩石成因 中图分类号:P58 文献标识码:A

1 引言

20世纪 60年代,一些学者就对这几个层状侵 人体做了研究,Turner & Verhoogen (1960)、 Wager 等 (1960)详细研究了该类侵人体的岩石学 特征。Wager & Brown (1968)著述"层状火成岩" 中,明确提出了"层状侵人体"这一概念。Wyllie (1967)对层状侵人体的岩石定名、矿物特征、结构 构造,特别是韵律层理做了详细地描述。一般来讲, 镁铁质-超镁铁质层状岩体是由岩浆周期注入并且 类似沉积地层韵律旋回的层状构造火成侵人体 (Wager & Brown, 1968; Naldrett, 1989)。世界著 名的镁铁质-超镁铁质层状岩体有南非 Bushveld、津 巴布韦 Great Dyke、美国 Stillwater、东格陵兰 Skaergard、芬兰 Penikat 等岩体。层状岩体最显著 的特征是具有典型的层状构造和韵律结构(钟宏等, 2007),可以用来确定堆积岩的特征、形成规律和岩 浆演化特征等,还可以用于揭示岩浆房的物理及化 学过程等 (Barling et al., 2000)。笔者拟归纳总结 层状岩体的基本特征,并讨论相关的岩浆作用。

2 层状岩体的基本特征

2.1 构造环境与岩体形态

层状岩体可以产于多种构造环境,包括大陆裂谷 (Miller & Rippley, 1996; Iljina et al., 2001)、 大陆裂谷边缘 (McBirney, 1996; Gladczenko et al., 1997; White et al., 2008)、大陆大火成岩省

作者简介: 夏昭德 (1984-), 男, 博士生, 地球化学专业。E-mail: karlde@163.com

收稿日期: 2010-08-16; 修回日期: 2010-11-13

基金项目:国家自然科学基金面上项目(40872070)和中央高校基本科研业务费专项资金(CHD2010ZY008)

(Ferris et al., 1998; Ferré et al., 2002) 以及大陆 中央造山带 (McCallum, 1996; Eales & Cawthorn, 1996)。

在太古宙和元古宙,主要形成了一些非造山或 与裂谷相关的侵入体,这些侵入体长达几百千米。如 南非的 Bushveld 岩体,东西长 450 km,南北宽 350 km,厚 7~9 km; Great Dyke 岩体长度 47 km,宽 8 km,厚 6 km。在显生宙,层状岩体多数长只有几 十千米,常常沿火山裂谷边缘产出。如,Skaergaard, 长度为 11 km,宽 7 km,厚 3.5 km。岩体的总体形 态可呈岩床或岩墙状,也可呈单斜状,垂向上一般 呈碟状或漏斗状 (Irvine, 1975; Cawthorn & Walraven, 1998; 钟宏等, 2007)。

2.2 岩石结构构造

2.2.1 层理层面

堆积岩的层理是由于稳定矿物晶体比例、大小 或组成的变化而显示的成层现象。堆积岩中的层面 是指堆积岩中层与层之间的界面。如,相界面是指 某种矿物的出现或消失;比率界面是通过两种堆积 矿物比例的突然变化来表示的一种层理;结构界面 是通过某种矿物物理特征(如:大小和形态)的突 然变化来表示的一种层理(Wyllie, 1967;路凤香 等, 2002)。

根据堆积矿物比例可将层理分为两类: a. 同矿 物组分层理(一种或多种堆积矿物具有相同比例的 层); b. 递变层理(两种或多种堆积矿物的比例呈层 状特点逐渐变化的层)。根据堆积矿物的组分或物理 特征分为:①粒序层理(一种或多种堆积矿物的颗 粒大小逐渐变化的层,正粒序是指由下向上逐渐变 细;反粒序是指由下向上逐渐变粗)。②化学层理 (一种或多种堆积矿物的化学组成上逐渐变化的层) (Wyllie, 1967)。

2.2.2 堆晶岩结构特征

火成堆晶岩的结构主要取决于堆积晶体和堆晶 间隙物质二者之间的关系,影响因素有成岩过程中 堆积晶体"增堆积生长"或"次生加大"及反应交 代等(Wager et al., 1960)。堆晶岩的结构分类如 下:

(1) 正堆晶结构 (Ortho-cumulatic texture):是 指堆积晶体沉降后,晶体之间的熔浆被限制在那里, 称为封闭状态,再没有与上覆主岩浆交换成分,就 地凝结充填在堆积晶体之间而形成的一种结构。其 特点是堆积晶体没有或极少有增堆积生长扩大现象,晶体自形程度高,往往有环带结构,晶体数量 在 80%以下。堆积间隙矿物数量在 20%~45%,呈 他形嵌晶状充填在堆积晶体之间。

(2)补堆晶结构(Adcumulatic texture):其特 点是堆积晶体强烈增堆积生长扩大,直到彼此紧密 靠拢为止。堆积间隙矿物小于5%或完全不存在。堆 积晶体没有环带结构,成分完全一致。这种结构多 出现在单矿物成分岩层中,如纯橄岩、辉石岩、斜 长岩。这种结构又可称为镶嵌结构(Mosic texture)。

(3)中堆晶结构(Mesocumulatic texture):是 指岩石的增堆积生长程度,堆积间隙矿物数量,介 于正堆积岩和补堆积岩之间的一种结构。其特点是 堆积晶体可以有不明显的薄得环带结构,晶体边缘 局部相互接触,呈自形一半自形间隙结构。
2.2.3 韵律

层状岩体明显可见的岩性分层,因其重复出现, 一般称为"韵律"层理,大小从几毫米到数百米。在 理想的情况下,重复单元是复合的,所组成的层位 在它们共同的界面处相互渐变。各个层位内部也有 各种程度的渐变,而且在极端情况下,微小的内部 界线轮廓也是清楚的。同时,一个侵入体从底部到 顶部化学成分和矿物成分都有连续的变化。由于不 同层位所形成的岩石之间的差别一般不太明显,所 以就描述为"隐层理"。在一个有限的剖面上,它只 能通过岩石鉴定和化学分析来揭示(Wyllie,1967; Naslund & McBirney,1996)。

2.2.4 层状构造

层状岩体最显著的特征是具有典型的层状构造 和韵律结构,通常被认为是岩浆经历特殊结晶分异 过程的产物。对周期注入形成的旋回有的称为分带 (如 Bushveld 的边缘带、临界带、主带和上部带 (Naldrett,1989));有的称为岩系(如 Stillwater 的 底部超镁铁岩和下部、中部、上部 3 个条带状岩系 (Meurer and Boudreau,1996));有的称为旋回单 元,如 Penikat 岩体可分为 5 个大旋回单元,每个旋 回单位又可由数个或数十个次一级旋回单元,每个旋 回单位又可由数个或数十个次一级旋回单元的成 (Alapieti and Lahtiner,2002)。如 Bushveld 岩体的 上临界带就有 14 个次一级旋回单元(Cameron, 1982),且每个次级旋回单元代表着一次新的岩浆注 人和岩浆成岩演化或堆积作用。总之,层状岩体的 韵律旋回这就像某些沉积地层的韵律层状构造一 样,这是层状岩体的典型特征。

按韵律的规模分为若干级别,如整个岩体的一 级堆积韵律旋回构造,次一级的堆积韵律旋回构造, 堆积层构造,条带状构造,犬齿状层理构造,平行 层纹状构造等(Wager et al., 1960)。

(1)一级堆积韵律旋回构造(First order cyclostistomata structure):是指整个岩体的韵律性 构造。在垂直剖面上由下向上可分为若干岩相带,其 岩石性质可从超基性岩递变为基性甚至酸性。如, Bushveld 岩体,由底部的辉石岩、橄榄岩带到中部 的辉石岩、苏长岩带,到上部的苏长岩、辉长岩带, 到顶部的辉长岩、淡色辉长岩带,甚至有花斑岩的 顶盖。

(2)堆积旋回构造(Accumulated cycle structure):是火成堆积岩体的次一级构造,一个堆 积旋回由若干火成堆积层组成,其岩层层序具韵律 式变化。旋回之间岩层层序成韵律式重现,而又不 完全是机械式的重复。这种韵律构造称为堆积旋回 构造。堆积旋回内的矿物是连续沉积的,但旋回与 旋回之间有明显的界面,代表着堆积间断。

(3)堆积层构造(Structure of accumulated beds):是指一个堆积旋回中,由于堆积矿物组合不同,结构构造不同,而出现的岩性层。每个岩性厚 度可达几米几十米甚至更厚。如Stillwater 岩体的 一个堆积旋回是由嵌晶状斜方辉橄岩层、铬铁矿岩 层、橄榄石铬铁矿岩层、粒状斜方辉橄岩层和古铜 辉石岩岩层等组成。

(4)条带状构造 (Striped structure): 是指一个 火成堆积层中,更次一级的韵律薄层构造。每一个 薄层厚度由几毫米到几厘米。相邻的薄层由成分不 同的堆积晶体组成,相间排列组成条带状构造。

(5)犬牙状层理构造 (Structure of canine tooth beds): 是火成堆积岩的一种特征性构造。是由于较 粗大的硅酸盐矿物先沉积,然后被比重较大、颗粒 细小的金属矿物晶体覆盖所形成。两者的界面成犬 牙状 (Cuspate)。

(6) 平行层纹状构造(Parallel laminated structure):在浅色矿物特别是长石较多的岩层内, 长石的延展面往往和层理方向平行排列,彼此隐约 相连,宛若层纹,故名层纹状构造。在垂直方向上, 深色矿物橄榄石和辉石的延伸面显示平行层理方向 排列,在平面上其晶体的伸展方向却是杂乱无章。

3 岩浆作用

3.1 岩浆分异作用

3.1.1 重力分异

重力沉降作用是结晶分异的最简单的情况。在 基性岩浆中发育比较普遍,并在岩浆演化的早期比 较有效,因为那时熔体中液相占主导地位,晶体较 少,因而不妨碍晶体的沉淀。早结晶的比重较大的 矿物如橄榄石、辉石、铁钛氧化物等晶出后,不断 下沉到熔体底部。另外,比重小的矿物可以在晶出 后向上移动,使得熔体组成逐渐改变,因而最后出 现比原始熔体更为酸性的组成。从而使层状岩体下 部为超镁铁岩,中部为辉长岩,上部可以使淡色辉 长岩、斜长岩、闪长岩甚至花岗岩。此外,同种矿 物固溶体化学成分变化的趋势,也反映了熔体变化 的特征,一般来说,斜长石逐渐富钠,橄榄石、辉 石则逐渐富铁。以 Bushveld 杂岩体为例, 下部带中 橄榄石的 Fo 值为 90~83. 斜方辉石的 Mg*为 89~ 81, 斜长石的 An 含量为 86~77; 关键带中橄榄石 的 Fo 值为 63~35, 斜方辉石的 Mg * 为 85~75, 斜 长石的 An 含量为 78~70; 主带中斜方辉石的 Mg* 为 75~65, 斜长石的 An 含量为 70~60; 上部带中 橄榄石的 Fo 为 63~35, 斜方辉石的 Mg * 为 60~ 30, 斜长石的 An 为 62~40 (Kruger, 1994)。从下 向上, 橄榄石含量逐渐减少, Fo 牌号降低。斜方辉 石的 Mg[#], 斜长石的 An 牌号也向上降低 (Eales & Cawthorn, 1996; Kruger, 1994).

3.1.2 双扩散对流边界层分异作用

在层状侵入体中常发育有从底部向顶部镁铁矿 物减少、长石增加的垂直分带,有些层状侵入体中 可以重复出现这种分带现象,形成厚度几毫米到数 百米的韵律层理。

双扩散对流边界层分异作用的含义是:岩浆房 中原来均一的岩浆由于顶部与底部、侧壁与中心冷 却速度的不同形成了温度梯度,此外岩浆房内组分 的扩散和不均匀的晶体结晶分离以及与围岩的同化 混染作用形成了成分梯度。在这两种梯度的作用下, 岩浆房中出现密度倒置现象,产生重力失稳,形成 对流。

层状对流岩浆房中的分异作用: 岩浆房中存在 重力稳定的密度梯度和由上向下增高的正常温度梯 度,这是一次侵位岩浆房中出现的正常情况,重力 稳定的密度梯度可以是由组分的扩散产生的,也可 以是因岩浆房下部有新岩浆补充造成的,岩浆房顶 部的同化混染作用也可能有一定作用。正常温度梯 度主要是由岩浆向岩浆房顶部围岩的热传导造成 的。随着温度的下降,岩浆由上向下逐步冷却,首 先在岩浆房顶部出现密度倒置,产生对流层,随后 向下可产生多个类似的对流层,而使岩浆房变为具 多个对流层单元的层状岩浆房。在没有晶体分离的 情况下也可实现岩浆成分的分异。在分离结晶的情 况下,晶体在每个对流层下部富集,形成层理、韵 律层理构造。

如果岩浆房中一开始就存在重力失稳的密度梯 度和温度梯度,即温度和密度均为上高下低,这种 情况多见于高密度岩浆(比驻留于岩浆房中的岩浆 更基性的岩浆)侵入并贯入,上冲到岩浆房上部的 岩浆房中,加上岩浆房上部的岩浆向顶部 围岩的热传导损失较下部快,以及冷却导致的结晶 作用,会使重力失稳加剧,从而产生整个岩浆房范 围的对流。其结果是上部的高密度岩浆因重力作用 沿一定的运动轨迹下沉,下部热的低密度岩浆则由 于浮力的作用沿一定的运动轨迹上升。下降到对流 层底部的岩浆因晶体的沉淀分离和结晶潜热的增温 或有下部热源的作用,又可转变为热的低密度岩浆 对流上升,形成对流环流,使对流和晶体分异持续 进行,最后形成层状岩体(Chen & Turner, 1980; 路凤香等, 2002)。

3.2 压实作用

晶粥的压实作用是一个向上驱逐(排挤)粒间液 体导致较大密度晶体基质的变形和下陷过程。这个 过程依赖于液体和固体晶体基质的黏度和密度、以 及孔隙度-渗透性之间的关系。在岩浆房底部的晶粥 中,含液体的层(厚度为h)是由下部的压实层和上 部未压实的层组成,上部未压实层是通过下面压实 层向上驱逐液体形成的(McKenzie,1984)。随着时 间的推移,压实前锋移动通过晶粥。有效的压实依赖 于压实速率与晶体堆积和冷却的速率的相对值。压 实作用的理论模型(McKenzie,1984)证实,当晶体 堆积的速率很低,分馏的密度很高时,在晶粥层中有 效的压实作用很可能小于几十米厚。结合层状岩系 中不同层位的压实速率和晶体堆积速率的证据,可 以算出固体晶体基质有效的速率约为10¹⁵Pa/s。

Tegner 等 (2009) 详细研究了 Skaergaard 岩

体层状岩系,通过估算岩石的实际矿物组成、密度以 及 P、U、Rb 等元素的浓度,从而得到了关于捕获液 体的详细记录,并证明了晶粥层的压实作用是岩浆 分异的一种机制,压实作用会影响残余岩浆的演化 过程,岩石的固结过程和岩石结构等。在米级至几十 米的范围内,低密度的淡色岩层具有相对高的 P、 U、Rb浓度,而高密度的暗色岩层具有相对低的 P、 U、Rb 浓度。密度和不相容元素的反相关性证明压 实作用局限在薄的晶粥边界层,一般不超过几十米 厚。硬底板结晶模型的结论是:堆晶岩中残余的孔隙 度和全岩不相容元素的含量在几米到几十米尺度上 发生变化,而这种变化主要依赖于压实速率。压实的 速率也导致了实际矿物成分的变化。在层状系列的 底部,不相容元素和粒间液体的比例在上部整体下 降,这种现象被解释为压实速率的增加。在底部约 300 m(LZa 下亚带和 Hidden 带), 堆晶层相对薄, 晶体基质和熔体之间密度差很小,所以压实作用的 驱动力很小。通过侵入体底板时,压实作用受到初始 冷凝的限制,使得晶体具有很高的堆积速率。结果就 使得残余孔隙度高,形成了正堆积结构。在底板之上 (LZb 下亚带)从 300~700 m 往上,由于晶体堆积 层增厚,晶体堆积的速率降低,从而压实作用强度逐 渐增加。在层状系列的上部(700~2165 m),含氧化 物的层中晶体基质的密度增加从而形成有效的压 实,使得孔隙度低,形成近补堆晶结构。

3.3 同化混染作用

岩浆在上升或停留于岩浆房期间,除与围岩具 有热交换外,还可能与围岩发生物质交换,其结果是 熔化围岩和捕虏体,或与其发生反应,从而使岩浆的 成分发生变化,这一过程称为同化混染作用 (assimilation)(Thorpe et al., 1984; Spera & Bohrson, 2004)。岩体内广泛存在的围岩捕虏体和 残留顶盖是发生强烈同化混染作用的直接证据。Sr、 Nd、Pb及Os同位紊和元素地球化学的一系列变化 指标是判别同化混染作用的有效手段(Foster et al., 1996;李文渊, 1996)。地壳混染作用可极大地改 变岩浆的成分,包括其水和合卤素的含量,导致液相 线下降。而且,可以导致分异产物的组成和成分的变 化(Bowen, 1928; Reiners et al., 1995)。

3.4 岩浆混合作用

世界上大多数镁铁-超镁铁质层状岩体的形成 过程中,新岩浆的多次注入都起到了非常重要的作 用。许多层状岩体中出现宏观或隐蔽的反向变化,反 映相对原始的岩浆再补给进入岩浆房。在补给的岩 浆与残余岩浆可能发生物理混合或不同层之间的成 分扩散。新岩浆进入岩浆房的方式很大程度上取决 于其密度和动力。密度大的岩浆沿岩浆房底部缓慢 流入可以简单地将相对轻的残余岩浆向上推移,相 对轻的残余岩浆向上推移,此时两种岩浆不会发生 大规模混合。而当动力充足时,密度大的岩浆则以 湍流式喷泉方式进入岩浆房,造成与残余熔体的大 规模混合。如果补给岩浆的密度低于残余岩浆,则新 岩浆以羽状上升方式进入并可以到达岩浆房顶部。 无论是上述哪种方式,对于层状岩体的实验研究及 其他相关研究都表明,岩浆发生再补给时通常会形 成成分(密度)分层。假如注入的新岩浆比分异岩浆 温度高、密度大,则在岩浆房底部形成分层的混合 带。这一混合带中热的、成分密度大的岩浆被更冷 的、成分密度小的岩浆覆盖。此时,热的分布不稳定 会造成混合层分解进入双扩散对流层。而假如羽状 上升的热的轻岩浆会在岩浆房顶部形成混合带,这 一混合带,因为温度和成分的关系将稳定地成层分 布。这些过程之后,结晶分异和堆积过程以及晚阶段 堆晶与捕获或运移的晶间熔体之间的反应进一步叠 加(Campbell,1996)。

4 岩石结构构造成因

4.1 韵律层理成因

韵律层理在层状岩体中普遍发育。不同层理或 不同成层的层序,其厚度和长度、各层边界的特征、 层理内部的纵横向变化、不同层之间的关系变化都 很大。而且,它们的实际矿物比例、粒径、矿物成分、 全岩成分、结构及围岩等也呈现显著差别。因此,层 理的形成机理是多样的,不同层状岩体韵律层理的 成因有所不同。Naslund & McBirney(1996)总结了 很多不同的成因观点。

(1)岩浆侵位过程中:a. 悬浮携带晶体;b. 流动 分凝作用;c. 岩浆房再补给;d. 岩浆混合。

(2)岩浆对流形式:a. 持续对流:b. 间歇对流, c. 双扩散对流。

(3)机械作用:a. 重力沉降;b. 岩浆涌动;c. 岩 浆变形;d. 压实作用;e. 构造变形。

(4)强度参数变化:a. 成核速率波动;b. 扩散控

制成核及生长;c.热梯度晶体生长;d.氧逸度振荡; e.压力振荡;f.不混溶。

(5)晚阶段结晶及冷却:a. 空隙晶体生长;b. 交 代作用;c. 成分逐区熔提;d. 固化收缩;e. Ostwald 成熟化;f. 接触变质。

4.2 堆晶结构成因

一般来讲,堆晶间隙的结晶作用主要依赖于粒 间液体的活动性和晶粥的渗透率。补堆晶结构形成 需要高渗透率,演化的间隙液体可以与来自主岩浆 房液体发生交换(Kerr & Tait,1986;Tait & Jaupart,1992)(后者是通过扩散或组分对流形成 的)。发育完好的补堆晶结构仅仅含有原生矿物,而 且这些原生矿物没有出现明显的环状次生加大,没 有演化的相(Morse,1998)。相反,当粒间液体不发 生环流时,可以形成正堆晶结构,而纯的正堆晶岩含 有环状次生加大边,粒间矿物来自捕获液体的结晶 (Wager et al.,1960; More,1998)。在自然界中,纯 的补堆晶岩和正堆晶岩很罕见,它们是堆积结晶的 理想端元。

环状增生边的保留主要依赖于物质的扩散速 率。特定的元素在矿物之间扩散速率不同,随着温度 的变化扩散速率也会发生相应地变化。在非常低的 冷却速率条件下,不活动粒间液体发生不连续分异, 从而仅有扩散最慢的元素才能保留环状特征 (Humphreys,2009)。

5 关于层状岩体的研究

为了更好地研究镁铁质-超镁铁质岩体,在野外 工作环节,需关注以下问题:岩体产出背景、形态和 规模等,岩体是否为层状岩体;若岩体是层状岩体, 要清楚岩体的产状,原始产状保留较完好还是发生 了大的变动;岩石矿物组合,岩类之间的接触关系问 题;韵律旋回问题,从层纹状构造到旋回构造,需进 行详细的钻孔编录及露头观察;岩体是否有冷凝边; 同化混染;矿化特征等。

室内薄片鉴定包括:矿物组成、结晶先后顺序、 结构特征和蚀变特征等。特别关注:堆晶矿物与填隙 矿物的组成以及二者的关系,如堆晶矿物是否存在 次生加大边,是否存在环带结构,堆晶矿物是否有溶 蚀现象,堆晶矿物颗粒之间的夹角等;填隙矿物所占 比例,填隙矿物组成等。矿物微区分析:确定矿物组 成及组分变化规律。通过以上环节,再进行地球化学的研究工作。

5.1 镁铁-超镁铁质层状侵入体与蛇绿岩套中的深 成杂岩的区别

典型的蛇绿岩套岩石组合从下至上有4个主要 组成部分:变质橄榄岩、深成杂岩(包括辉长岩和镁 铁-超镁铁质堆晶岩)、席状岩墙群和枕状熔岩(张旗 等,2000)。镁铁-超镁铁质层状侵入体的岩相学特征 与蛇绿岩套中的深成杂岩相近,主要区别在于:前者 不与镁质橄榄岩共生;可有也可以没有共生的玄武 岩;前者与相邻地质体主要表现为侵入接触,只在某 些部位与相邻地质体为断层接触,不可能全为断层 接触,而后者与相邻地质体为断层接触。

5.2 原生岩浆研究

目前,关于层状岩体原生岩浆的研究,还没有很好的手段和方法,主要通过堆晶的成分及堆晶矿物出现的顺序来估算,这主要基于矿物与岩浆之间的平衡(Roeder&Emslie,1970)。

(1)利用橄榄石-熔体平衡原理估算进入岩浆房 中原生岩浆的 MgO 含量。Mg-Fe 在橄榄石-熔体之 间的分配系数为一相对稳定的值,即 Kd_{Ol-Melt} = (FeO/MgO)_{Ol}/(FeO/MgO_{magma}) = 0.3 ~ 0.33 (Roeder&Emslie,1970)。然而,由于早期结晶的橄 榄石与残余晶间液体之间要发生再平衡作用,使得 早期结晶橄榄石比其在原生岩浆中结晶时的橄榄石 中的镁含量低。因此,Fo 值最高的橄榄石组分可能 更接近于液相线橄榄石的组成。当橄榄石中最高 Fo 值较小时,可能反应了早期橄榄石与残余液体反应 较强,其估算出的 MgO 含量不能代表原生岩浆中 的 MgO 含量。

(2) 全岩的 Mg^{*} (Mg^{*} = Mg/(Mg + Fe)) 是鉴 别原生岩浆的重要标志之一。Green (1975)认为,与 地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的 Mg^{*} = 0.63~0.73; Frey 等(1978)认为原生玄武质岩浆的 Mg^{*}为 0.68 ~0.73;Hess(1992)认为原生玄武质岩浆的 Mg^{*}大 于 0.68。

(3)利用橄榄石内包裹的原生尖晶石中最高的 Cr_2O_3 ,核部最高的 Al_2O_3 含量,根据 Maurel&Maurel(1982)的公式(Al_2O_3)_{sp}=0.035 * (Al_2O_3)²⁴²估算原生岩浆中 Al_2O_3 的含量。

5.3 岩浆演化过程

5.3.1 粒间液体的研究

通过研究斜长石增生和单斜辉石主晶中的次要 元素和微量元素含量,来确定粒间液体的组成。考虑 到侵入体的冷却时间,扩散慢的组分(斜长石中 CaAl-NaSi)与粒间液体没有达到再平衡,所以可以 用这些扩散慢的组分来区分正堆晶类型和补堆晶类 型结晶的时期,正堆晶类型具有环状增生,补堆晶类 型结晶时具有重要的组分对流,缓冲液体组成,没有 环状增生。粒间液体物质的微量元素组成变化可以 进一步限制粒间液体的组分演化。在粒间结晶过程 中,X_{An}不连续地或多或少地降低,可以用背散射图 像在观察固结各阶段液体的空间分布特征。这些结 果可以用来讨论对流、压实作用等(Humphreys, 2009)。

5.3.2 新岩浆贯入的研究

Kruger & Marsh(1982,1985)曾用新岩浆贯入 理论解释了 Bushveld 岩体中 Merensky 旋回的成 因问题。证据有以下几方面:a.不同层位的接触关 系,Boulder 单元和 Merensky 单元之间是不整合关 系,Merensky 单元接触底板呈强烈波纹状,说明其 晶体堆积过程中遭受了溶蚀或溶解。b. 矿物及其成 分的变化:①Merensky 旋回单元中的斜方辉石组成 变化。②Merensky 伟晶岩层之上未出现橄榄石,而 橄榄石见于下部的 Boulder 单元。c. 同位素组成, Merensky 旋回中岩石的 Sr 同位素组成的变化。

5.4 压力对拉斑玄武质岩浆演化的影响

实验岩石学研究表明,在高压下(1 GPa),单斜 辉石-橄榄石-斜长石三元系统中,辉石(以及橄榄 石)与斜长石的共结线向斜长石端点移动,从而,辉 石优先于斜长石的分离结晶(Morse, 1994)。在单斜 辉石-橄榄石-斜长石三元系统的相图上,单斜辉石 出现的曲线相对于橄榄石和斜长石出现曲线平坦一 些,这就导致了在较低压力条件下橄榄石和斜长石 的结晶早于单斜辉石结晶,单斜辉石和斜长石出现 的线交叉的压力范围在 0.5~0.8 GPa。当压力超过 0.5~0.8 GPa 时,无水原生拉斑玄武质岩浆结晶形 成的堆晶岩组合为纯橄岩、二辉橄榄岩、单辉橄榄 岩、二辉辉石岩、或直接结晶形成辉长岩或辉长苏长 岩。当压力低于 0.5~0.8 GPa 时,无水原生拉斑玄 武质岩浆结晶过程中,橄榄石和斜长石组成了高温 矿物组合,从而形成纯橄岩与橄长岩,而后辉石才开 始结晶(Green & Ringwood, 1967; Bender et al., 1978; Elthon & Scarfe, 1984; Gust & Perfit, 1987; Eggins, 1992; Grove et al., 1992; Kinzler & Grove, 1992; Villiger et al., 2004, 2007).

石榴石辉石岩在不同 P-T 条件下熔融过程的 实验证明,在更高的压力下生成的熔体具有更低的 Al₂O₃ 含量,这种相关系的变化并不改变熔体的 CaO、SiO₂ 和 MgO 含量,但随着压力增大,CaO/ Al₂O₃ 值 将 增 加 (Kogiso et al., 2003, 2004a, 2004b)。根据近于原生岩浆的组分的 Al₂O₃ 含量以 及 CaO/Al₂O₃ 值,可以用来估计岩浆形成的压力。 此外,利用平衡共生矿物对(如橄榄石-尖晶石,单斜 辉石-斜方辉石,钛磁铁矿-钛铁矿等),可以用来估 算岩浆结晶的温压条件。

所以,可以根据矿物岩石组合、造岩矿物的主微 量组分含量等来研究岩石形成的温度、压力条件,岩 浆演化过程等。

致谢:评审专家对本文提出了宝贵意见和建议, 在此,表示诚挚的感谢。

参考文献(References):

- 李文渊. Re-Os 同位素体系及其在岩浆 Cu-Ni- PGE 矿床研 究中的应用[J]. 地球科学进展, 1996, 1(6);580-584.
- Li, W. Y.. Re-Os isotopic system and its application to study of magmatic Cu-Ni-PGE deposit[J]. Advance in Earth Sciences, 1996, 11(6):580-584(in Chinese with English abstract)

路凤香,桑隆康,岩石学[M].北京:地质出版社,2002.

- Lu, F.X., Sang, L.K.. Petrology [M]. Geological Publishing House, Beijing, 2002.
- 张旗,钱青,王焰.蛇绿岩岩石组合及洋脊下岩浆作用[J]. 岩石矿物学杂志,2000,19(1):1-7.
- Zhang, Q., Qian, Q., Wan, Y.. Rock assemblages of ophiolites and magmatism beneath oceanic ridges [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2000, 19(1):1-7.
- 钟宏,胡瑞忠,朱维光,等.层状岩体的成因与成矿作用 [J].地学前缘,2007,14(2):159-172.
- Zhong, H., Hu, R.Z., Zhu, W.G., et al. Genesis and mineralization of layered intrusion [J]. Earth Science Frontiers, 14 (2): 159-172 (in Chinese with English abstract).
- Alapieti, T.T., Lahtinen, J.J.. Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland

and the Kola Peninsula, Russia [A]. In: Cabri L. J. (Editor), The geology, geochemistry, mineralogy and mineral benefication of platinum-group elements [M]. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 2002, 54:507-546.

- Barling, J., Weis, D., Demaiffe, D.. A Sr-, Nd- and Pbisotopic investigation of the transition between two megacyclic of the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, south Norway [J]. Chem. Geol., 2000, 165: 47-65.
- Bender, J.F., Hodges, F.N., Bence, A.E.. Petrologenesis of basalts from the project famous area: experimental study from 0 to 15kbar [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 41:277-302.
- Bowen, N.L.. The evolution of igneous rocks [M]. Princeton: Princeton Uni. Pres, 1928.
- Campbell, I. H.. Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers [A]. In: Cawthorn R.G. Layered intrusions [C]. Amsterdam: Elsevier Science, 1996; 45-76.
- Cameron, E. N.. The upper critical zone of the eastern Bushveld Complex; precursor of the Merensky Reef [J]. Economic Geology, 1982, 77; 1307-1327.
- Cawthorn, R.G., Walraven, F.. Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex [J]. Journal of Petrology, 1998, 39(9): 1669-1687.
- Chen, C.F., Turner, J.S.. Crystallization in a double diffusive system. [J]. Geophys. Res. 1980, 85: 2573-93.
- Eales, H. V., Cawthorn, R.G.. The Bushveld Complex[A]. In: Cawthorn, R.G. Layered intrusions [C].Amsterdam: Elsevier Science, 1996, 181-229.
- Eggins, S.M.. Petrogenesis of Hawaiian tholeiites: 1, phase equilibria constraints [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1992, 110: 387-397.
- Elthon, D., Scarfe, C. M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalts and the genesis of primary oceanic basalts [J]. American Mineralogist, 1984, 69: 1-15.
- Ferris, J., Johnson, A., Storey, B. Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 154(1-4);185-202.
- Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S.. Magma flow

inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa [J]. Tectonophysics, 2002, 354,1-23.

- Foster, J.G., Lambert, D.D., Frick, L.R.. Re-Os isotopic evidencefor genesis of Archaean nickel ores from uncontaminated komatiites [J]. Nature, 1996, 382: 703-706.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D.. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quarti tholeiites to olivine melilities from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data [J]. Journal of Petrology, 1978, 19,463-513.
- Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., et al. South Atlantic volcanic margins [J]. Journal of the Geological Society of London, 1997, 154(3): 465-470.
- Green, D. H.. Genesis of archean peridotitic magmas and constraints on archean geothermal gradients and tectonics [J]. Geology, 1975, 3:15-18.
- Green, D. H., Ringwood, A. E.. The genesis of basaltic magma [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1967, 15:103-190.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., Bayan, W.B.. Fractionation of mid-ocean ridge basalt (MORB) [A]. In: Phipps Morgan, J., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (eds) Mantle Flow and Melt Generation at Mid-ocean Ridge [C]. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1992, 71: 281-310.
- Gust, D. A., Perfit, M. A.. Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: implications for primary island arc basalts and high Al basalts [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 97: 7-18.
- Hess, P.C. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts [A]. In: Morgan, J.P., Blackman, D. K. & Sinton, J. M. (eds.). Mantle flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges [C]. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1992, 71:67-102.
- Humphreys, M.C.S.. Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard intrusion [J]. Journal of Petrology, 2009, 50(1):127-145.

- Iljina, M., Karinen, T., Räsänen, J.. The Koillismaa Layered Igneous Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization [A]. In: Piestrzynski, A., et al. (Ed.), Proceedings of the Sixth Biennial SGA-SEG meeting[C]. Balkema Publishers, Lisse, 2001; 649-652.
- Irvine, T.N.. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions-I. Origin of Chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975, 39(6-7); 991-1008.
- Kerr, R. C., Tait, S. R.. Crystallization and compositional convection in a porous medium with application to layered igneous intrusions [J]. Journal of Geophysical Research, 1986, 91,3591-3608.
- Kinzler, R. J., Grove, T. L. Primary magma of mid-ocean ridge basalts 1. Experiments and methods [J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97;6885-6906.
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M., Frost, D. J.. Highpressrue partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 216: 603-617.
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M., Pertermann, M. Highpressure partial melting of mafic lithologies in the mantle [J]. Journal of Petrology, 2004a, 45 (12): 2407-2422.
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W.. Length scales of mantle heterogeneities constrained by basalts geochemistry [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004b, 68;345-360.
- Kruger, F. J., Marsh, J. S. Significance of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex [J]. Nature, 1982, 298; 53-55.
- Kruger, F.J., Marsh, J.S.. The mineralogy, petrology and origin of the Merensky Cyclic Unit in the western Bushveld Complex [J]. Econ. Geol., 1985, 80(4): 958-974.
- Kruger, F. J.. The Sr-isotopic stratigraphy of the western Bushveld Complex [J]. S. Afr. J. Geol., 1994, 97, 393-398.

- Maurel, C., Maurel, P.. Etude expérimentale de la distribution de l'aluminum entre bain silicaté basique et spinelle chromifére. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles [J]. Bull. Minéral. 1982, 105,197-202.
- McBirney, A.R.. The Skaergaard intrusion [A]. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions [C]. Developments in Petrology, Amsterdam: Elsevier Science, 1996, 147-180.
- McCallum, I.S.. The Stillwater Complex [A]. In: Cawthorn, R.G. (ED.), Layered Intrusions [C]. Amsterdam: Elsevier Science, 1996, 441-483.
- McCallum, I.S., Thurber, M.W., Obrien, H.E., et al.Lead isotopes in sulfides from the Stillwater complex, Montana: Evidence for subsolidus remobilization [J]. Contrib. Mineral Petrol., 1999, 137: 206-219.
- McKenzie, D.. The generation and compaction of partially molten rock [J]. Journal of Petrology, 1984, 25:713-765.
- Meurer, W. P., Boudreau, A. E. An evaluation of models of apatite compositional variability using apatite from the Middle Banded series of the Stillwater Complex, Montana[J]. Contrib. to Mineral Petro., 1996,125: 225-236.
- Miller, J. D. J., Rippley, E. M., Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA [A]. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions [C]. Developments in Petrology, Amsterdam: Elsevier Science, 1996, 257-301.
- Morse, S. A. Basalts and phase diagrams. An introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology [M]. Malabar, FL: Krieger, 1994.
- Morse, S.A.. Is the cumulate paradigm at risk? An extended discussion of Hunter & Sparks [J]. Journal of Petrology, 1998, 106:367-370.
- Naldrett, A. J. Magmatic sulfide deposits[M]. New York: Oxford University Press, 1989.
- Naslund, H.R., McBirney, A.R.. Mechanisms of formation of igneous layering [A]. In: Cawthorn R.G. Layered intrusions [C]. Amsterdam: Elsevier Science, 1996, 1-43.

- Reiners, P. W., Nelson B. K., Ghiorso, M. S.. Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantlederived magmas [J]. Geology, 1995, 23:563-566.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F.. Olivine-liquid equilibrium [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1970, 29:275-289.
- Spera, F.J., Bohrson, W.A.. Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (Ec-E'RAxFC) [J]. Journal of Petrology, 2004, 45(12): 2459-2480.
- Tait, S.R., Jaupart, C.. Compositional convection in a reactive crystalline mush and melt differentiation [J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97:6735-6756.
- Tegner, C., Thy, P., Holness, M.B., et al. Differentiation and compaction in the Skaergaard intrusion [J]. Journal of Petrology, 2009, 50(5):813-840.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., O' Callagham, L.. Relative role of source compositions, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1984, A310: 675-692.
- Turner, F. J., Verhoogen, J.. Igeous and Metamorphic Petrology [M]. New York, McGraw-Hill Book Co., 1960.
- Viliger, S., Ulmer, P., Müntener, O., Thompson, A.B. The liquid line of descent of anhydrous, mantlederived, tholeiitic liquids by fractional and equilibrium crystallization — an experimental study at 1.0GPa [J]. Journal of Petrology, 2004, 45:2369-2388.
- Villiger, S., Ulmer, P., Müntener, O.. Equilibrium and fractional crystallization experiments at 0.7GPa; the effect of pressure on phase relations and liquid compositions of tholeiitic magmas [J]. Journal of Petrology, 2007, 48:159-184.
- Wager, L. R., Brown, G. M.. Layered Igneous Intrusions [M]. Oliver & Boyd, Edinburgh & London, 1968, 588.

crustal intrusion on the North Atlantic continental

margin[J]. Nature, 2008, 452:460-464.

of igneous cumulates [J]. Petrol., 1960, 1, 73-85. Wyllie, P. J.. Ultramafic and related rocks [M]. New White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., et al. Lower-York: Wiley, 1967.

> Characteristics and Magmatism of Mafic-Ultramafic Layered Intrusions

XIA Zhao-de¹, JIANG Chang-yi^{1,2}, XIA Ming-zhe^{1,2}, LING Jin-lan¹, LU Rong-hui¹

 College of Earth Science and Recourses, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering of Ministry of Education, Xi'an 710054, China)

Abstract; Mafic- ultramafic layered intrusions can occur in various tectonic settings and have typical layered structure and prosodic structure. The magmatisms for layered rocks are mainly gravity differentiation, double-diffusive convection, compaction, assimilation contamination, and magma mixing. Gravitational differentiation well explains the vertical changes of rock types and variations of mineral composition in layered intrusions. Double-diffusive convection and magma mixing play an important role in the formation process of rhythmic beddings. Compaction plays a key role in the late stage of magma evolution for the formation of adcumulatic texture. Assimilation contamination can change the composition of magma, resulting in changes in the composition of magma differentiation. The types of crystal structures depend on the different activities of inter-cumulus liquid and penetration rate of crystal mush, and adcumulatic texture formation requires high permeability. When the inter-cumulus liquid is not active, it is favorable for the formation of ortho-cumulatic texture. Rock association and textures, mineral compositions and change rules are good records for magma differentiation process, magma supplying, and other information, which can be used to discuss the petro-genesis of layered intrusions; temperature and pressure conditions of magma, primitive magma and magmatic evolution.

Key words: mafic-ultramafic; layered intrusion; magmatism; cumulatic texture; petrogenesis