

攀西层状岩体及钒钛磁铁矿床成因模式

卢记仁 张光第 张承信 顾光先

(中国地质科学院矿床地质研究所)

刘玉书 黄与能

(四川省地质矿产局106地质队)

内容提要:元古代晋宁期本区发生了一次裂谷-大洋过程,形成扬子板块西部的被动大陆边缘。古生代扬子板块由南向北漂移,寒武纪末—奥陶纪初本区到达南纬 9° 左右。这时古边界断层重新活动,分异地幔发生2—5%部分熔融所产生并聚集在莫霍面附近的碱性橄榄玄武岩浆沿断裂带上升,形成上部岩浆房。随后岩浆在不同压力下结晶,分别形成基性岩体和基性-超基性岩体;同时由于氧逸度高,铁钛氧化物早期晶出并堆积在岩浆房底部形成早期岩浆矿床。岩浆多次脉动贯入曾使正常的结晶作用多次中断和反复,形成两个以上的Ⅱ级韵律层和相应的钒钛磁铁矿层。由于双扩散作用,结晶锋面以上的岩浆发生对流和分层又使正常的结晶层序复杂化。

主题词:被动大陆边缘 过渡型碱性玄武岩浆 分异地幔 岩浆演化 分离结晶作用 双扩散作用 岩浆脉动贯入 岩浆早期矿床

关于四川攀枝花—西昌地区层状基性超基性岩体及钒钛磁铁矿床的成因,我们已分别作过讨论^[1,2]。本文将进一步系统阐述他们的形成过程,提出成岩成矿模式。它包括三方面内容:岩体产出的区域地质构造背景;岩浆生成及上侵机制;在上部岩浆房的成岩成矿演化。

一、岩体产出的地质背景

众所周知,攀西地区位于扬子板块西缘。但是对于该区的大地构造属性及其形成和演化过程,目前还有争议。1985年我们提出的攀西地区在整个古生代已属被动大陆边缘的新观点^①,已被越来越多的人承认和采纳,今简述如下。

元古代晋宁期本区曾经发生一次裂谷-大洋过程(图1)。小江断裂以西至小金河断裂,推测是这个古裂谷的一半。分布于凉山—昆明拗陷中的会理群、昆阳群和盐边拗陷中的盐边群都是裂谷沉积。它们的共同基底属于早元古代康定群的一套变质岩系。会理群为一套细碎屑岩和碳酸盐岩组合,具明显的蠕动、坍塌滑动、低能滞水的沉积特征。沉积环境表现为东浅坡缓,西深坡陡。岩浆活动较弱,从沉积早期至晚期,陆续有细碧岩、碱性玄武岩和酸性熔岩喷发。因此整个会理群为裂谷-浅海沉积。盐边群由一套巨厚的浊积岩和枕状熔岩组成。其中还发育有等深积岩和滑混岩,以及含海绿石岩屑砂岩。厚约4 km的枕状熔岩属于拉斑玄武岩系列。因此盐边群为大陆隆起斜坡下的裂谷-深海环境沉积,并有向洋壳过渡的特点。推测盐边群的西边可能有更深水的同期沉积物并更近洋壳。小江断裂、安宁河断裂、金河一

① 卢记仁, 1985, 在攀西裂谷工作会议上的发言

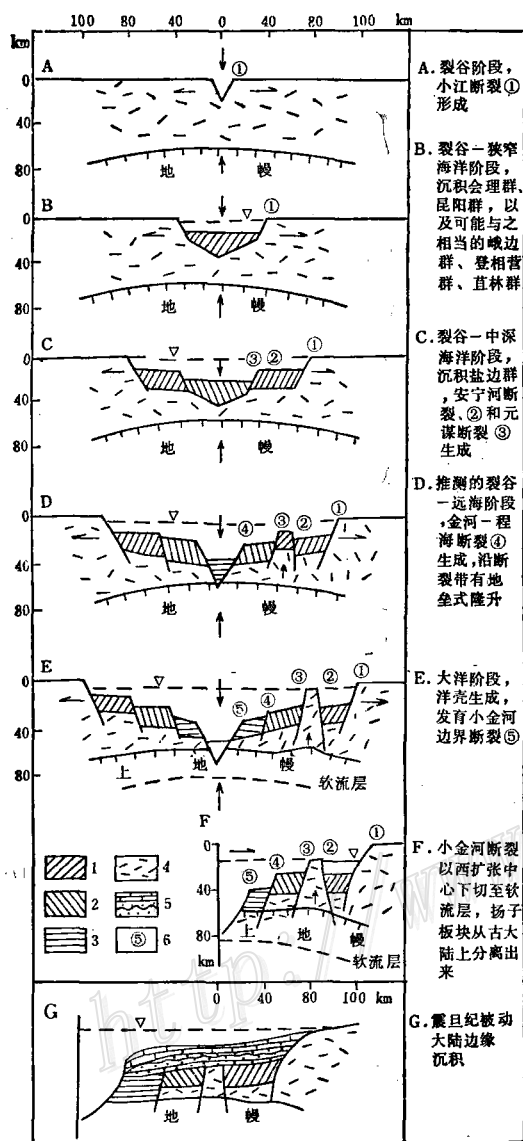


图 1 晋宁期裂谷演化示意图

1—会理群；2—盐边群；3—推测深海沉积；4—前晋宁期基底；5—震旦纪沉积；6—边界断裂编号

Fig. 1. Schematic diagram showing evolution of the rift in Jinling stage.

1—Huili Group; 2—Yanbian Group; 3—Inferred deep-sea sediments; 4—Pre-Jinning basement; 5—Sinian sediments; 6—Serial number of border fault.

程海断裂和小金河断裂是这个古裂谷的边界断层，由东向西发展而成。根据地质和地球物理资料，这些断裂切割深度不同，小江断裂只切穿了康氏面^①，而小金河断裂已切穿硅镁层甚至上地幔^②。莫霍面等深线图和布伽重力异常图表明小金河断裂带深部为地幔陡坡。这里正好是我国东西两大构造体系的分界线。我们推测小金河断裂西侧很可能是扬子板块当初分开的地方。

在裂谷发展过程中，早期形成的边界断层之间容易发生差异性运动，并导致交代重熔的中酸性岩浆喷发或侵位。在康滇地轴轴部和凉山—昆明拗陷的会理群上部有天宝山组流纹岩和流纹斑岩喷发，并有摩沙营、峨山、九道湾等花岗岩或黑云母花岗岩体侵位。在澄江期，会理群和盐边群块断隆起，其上不整合覆盖了苏雄组和开建桥组流纹岩、英安流纹岩和中酸性凝灰岩，以及紫红色澄江砂岩、砂砾岩，并同期侵入了泸沽、栗子坪、核桃坪等花岗岩体。由此看来，块断隆升和中酸性岩浆活动是裂谷后期或裂谷期后的构造特点，受裂谷边界断层控制。这时褶皱作用和变质作用并不明显^③。

扬子板块从晚震旦开始由南向北漂移，西界已演变成被动大陆边缘（图1—F、G）。本区列古六组冰水沉积与三峡东和川黔交界的冰碛层相当，还可以和澳大利亚阿得雷德系中的冰碛岩对比，似乎还可以和东非、西非晚前寒武纪冰碛岩对比。因此，它们可能都是高纬度地区的沉积物^④。寒武纪—奥陶纪初本区漂至南纬9°左右。二叠纪到达赤道附近^⑤。三叠纪末已接近现在的地理位置了^⑥。

扬子板块在漂移过程中，可能由于速度变化和转动角度变化或者由于上地幔的地质

① 1986年攀西裂谷研究项目总报告

② 《国外地质科技》1979年第6期

③ 张正坤，1982，古地磁学一般原理、基本方法及其研究实例，《板块构造讲稿》

作用使古裂谷边界断层重新启开、下切,产生多次岩浆活动。寒武纪末至奥陶纪初,安宁河断裂带重新活动,康滇地轴隆起,大规模基性超基性岩浆侵入,形成了本区的层状岩体群。二叠纪时可能受北特提斯消减的影响,沿边缘断裂带又有大规模峨眉山玄武岩岩浆喷发,并随后改变了板块边缘性质。因此,本区层状岩体是被动大陆边缘环境中古边界断层重新活动的产物。

二、岩浆生成与上侵机制

如果康滇地轴隆起与地幔隆起有关,那么地幔上隆和深大断裂释压都可能引起地幔的部分熔融,形成本区层状岩体原始岩浆。这种岩浆的稀土含量被认为与峨眉山玄武岩或细粒辉长岩相当^[1]。熔融深度估计为70—100km,压力为2—3GPa。

设地幔源岩为石榴石二辉橄榄岩,矿物组成为55%橄榄石,25%斜方辉石,15%单斜辉石和5%石榴石,并按实际矿物比例熔融。当熔融2%时所产生的玄武岩浆,其稀土曲线斜率与本区玄武岩浆接近,但后者的稀土含量为计算值的3.3倍(图2-a)。若地幔源岩为二辉橄榄岩,矿物组成为55%橄榄石,25%斜方辉石和20%单斜辉石,并且不按矿物实际比例熔融,则熔融2—5%并相应提高2.27和2.87倍便大致与本区玄武岩浆的平均稀土含量相当(图2-b, c)。据此推测形成层状岩体的碱性橄榄玄武岩浆是地幔岩2—5%部分熔融产物。但是这种地幔不是原始地幔,而是经过分异的地幔。它的稀土丰度约为球粒陨石的2.3—3.3倍。这和其他地区的研究结果相当一致^[11]。

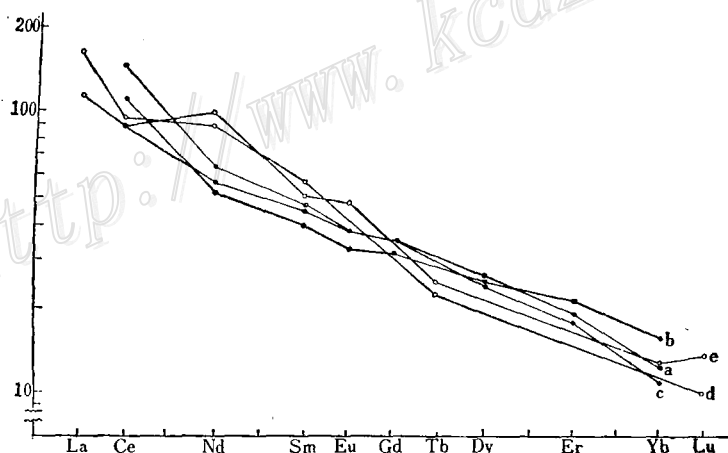


图2 部分熔融玄武岩浆的REE计算曲线及其与玄武岩、细粒辉长岩REE曲线的比较

a、b、c代表熔融体的REE计算曲线,用源岩标准化:a—由石榴石二辉橄榄岩产生的熔体, $F=0.02, \times 3.3$;
b—由二辉橄榄岩产生的熔体, $F=0.02, \times 2.27$; c—由二辉橄榄岩产生的熔体, $F=0.05, \times 2.87$; d、e—代表玄武岩(d)和细粒辉长岩(e)的REE曲线,球粒陨石标准化

Fig. 2. Calculated REE patterns of partial melting basaltic magma in comparison with REE patterns of basalt and fine-grained gabbro.

a, b, c—Calculated REE patterns of the melts, normalized to source rocks: a—Melt from garnet lherzolite, $F=0.02, \times 3.3$; b—Melt from lherzolite, $F=0.02, \times 2.27$; c—Melt from lherzolite, $F=0.05, \times 2.87$; d, e—Chondrite-normalized REE patterns of basalt (d) and fine-grained gabbro (e).

地幔生成的岩浆,因密度较小而上升并聚集在莫霍面附近,形成深部岩浆房。其深度约50km^[8],压力为 $15 \times 10^8 \text{Pa}$ 。寒武纪末期,当安宁河断裂带重新活动,并切穿岩浆房顶部地壳岩石时,压力梯度将驱使岩浆沿着这组张性破裂面上升到地壳上部岩浆房。深部结晶分异和同化混染作用对其影响不大。

三、物理化学及流体动力学模式

1. 岩浆演化的物理化学模式 进入上部岩浆房的岩浆有两个条件发生了变化,一个是压力从 $15 \times 10^8 \text{Pa}$ — $20 \times 10^8 \text{Pa}$ 降低到 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 左右,另一个是氧逸度(f_{O_2})增加到 10^{-4} — 10^{-6} ^[1,2]。这两种变化对岩浆结晶作用过程都有重要影响。

压力降低和氧逸度增高对硅酸盐熔体中硫的溶解度将产生相反影响。如果 f_{O_2} 影响较大,在结晶作用之前,岩浆中的硫以及部分钴、镍、铜和铂族组分呈硫化物熔浆液滴富集到岩浆房底部。结晶作用开始以后,温度的降低和FeO大量消耗使硅酸盐熔体中硫化物的溶解度降低,再次发生硫化物的熔离富集。

Presnall等人用实验证实了压力对岩浆结晶作用的影响^[12,13]。在Fo-Di-An体系中,当压力小于 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,Fo(镁橄榄石)与An(斜长石)共存;当压力大于 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,Fo与An不共存。这一结论与本区层状岩体的实际情况基本吻合。攀枝花基性岩体与前者一致,红格基性—超基性岩体与后者一致,所以两类岩体实际上是同种岩浆在不同压力条件下的产物^[1]。

当压力大于 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,由于岩浆成分在Fo结晶区,随着结晶作用进行,可依次形成Fo→Fo+Di(透辉石)→Di+Sp(尖晶石)→Di+An+Sp矿物组合,并相应地有纯橄榄岩或嵌晶状橄榄岩—辉橄岩—镶嵌状橄榄岩—橄辉岩—辉石岩—辉长岩岩石序列生成。这种情况与红格岩体类似。当压力小于 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,若岩浆中铁镁组分较低,可依次形成Fo→Fo+An→Fo+An+Sp组合。加拿大的基格拉佩特(Kiglapait)岩体可作为这方面的例子。如果岩浆中铁镁组分较高,可依次形成Fo→Fo+Di→Fo+Di+An→Fo+An→Fo+An+Sp组合,相应的岩石序列为橄榄岩—橄辉岩—橄辉长岩—橄长岩。当超镁铁岩相发育很差时,这种情况与攀枝花、白马等岩体相似。

以上结晶的矿物组合及岩石序列只表示层状岩体一个完整的Ⅱ级韵律旋回。一个岩体实际上是由几个这样的Ⅱ级韵律组成的。因此岩体的形成应该重复几次这样的结晶过程。推测新岩浆的补给,曾使正在进行的结晶作用突然中断,并返回到橄榄石初相区,重复类似的结晶作用。因为残浆的比例逐渐增大,才使整个岩体成分向基性程度降低的方向推移。

以往的实验证明,在不同条件下,玄武岩浆中钛铁矿、尖晶石类矿物和硅酸盐矿物的结晶顺序受氧逸度控制(图3)^[14]。攀枝花岩体底部细粒辉长岩岩石熔融实验也证明了类似关系。在氧逸度较高时,岩浆中铁钛氧化物比辉石、斜长石先结晶^[2]。据计算,本区层状岩体岩浆氧逸度(f_{O_2})为 10^{-4} — 10^{-6} ,比斯凯尔加德和布什维尔德岩体岩浆早期高得多。最初橄榄石和铁钛氧化物大致同时开始结晶。在红格岩体底部或韵律旋回底部形成嵌晶包橄包铁结构,而攀枝花、白马岩体这种结构不发育。随着结晶作用进行,氧逸度不断降低,将依次出现橄榄石、铁钛氧化物、辉石及少量斜长石同时结晶的镶嵌结构和斜长石、辉石比铁钛

氧化物早结晶的海绵陨铁结构。海绵陨铁结构虽然表明铁钛氧化物比辉石、斜长石晚结晶，但它们开始结晶时，辉石和斜长石的结晶作用并未结束。它们必定有很长一个阶段是同时结晶的。这一点还可用微量元素 Sc 和 MnO 在辉石和钛磁铁矿及辉石与钛铁矿之间的分配呈直线或近于直线关系进一步说明^[2]。本区两类岩体矿石结构特征表明，共同的趋向是随着结晶作用进行氧逸度逐渐降低，自下而上形成嵌晶结构—镶嵌结构—海绵陨铁结构。每一个Ⅱ级韵律旋回都有这样的结构序列。

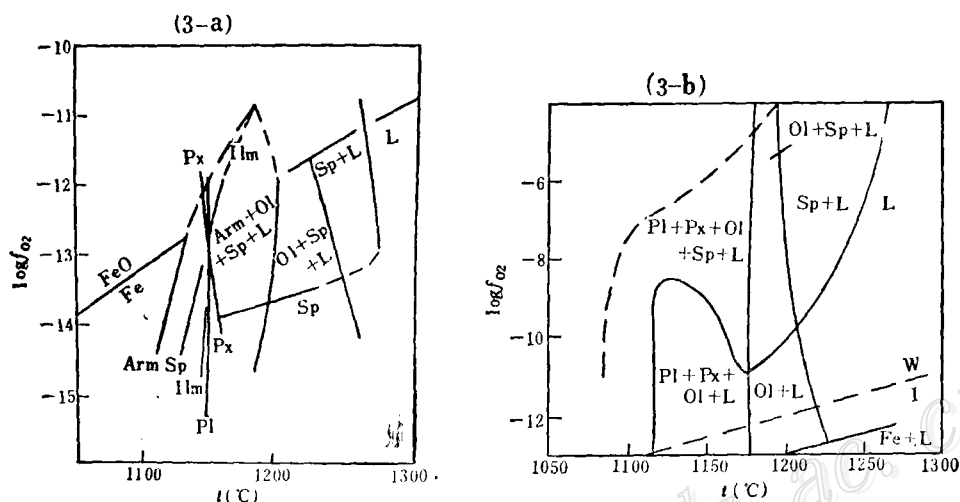


图 3 矿物的结晶顺序与温度、氧逸度的关系

(转引自D.朗布尔主编的《氧化物矿物》一书。3-a—阿波罗17号样品的熔融关系，据尤塞尔曼等，1975；3-b—橄榄斑玄武岩的熔融-再结晶实验结果，说明不同相组合及其稳定区，据希尔和罗德德，1974)

Fig. 3. Crystallization sequence of minerals in relation to temperature and oxygen fugacity (from Oxide Minerals, edited by D. Rumble, 1976).

(3-a)—Melting relations of Apollo 17 sample (from Usselman et al., 1975); (3-b)—Result of melting-recrystallization experiment for basalt, illustrating various phase assemblages and their stability fields (from Hill and Roeder, 1974).

以上事实说明，在氧逸度较高的条件下铁钛通过钛磁铁矿和钛铁矿早期晶出而富集在岩体或韵律旋回底部，形成钒钛磁铁矿层；一定层位的铁钛氧化物与共存的造岩矿物大致是同时结晶的。矿物之间对某种元素具有良好的协变关系确切地表明，同时结晶的矿物同母岩浆之间是近于平衡的。但是随着结晶作用不断发展，晶体便一层接一层堆积在底板之上。由于上覆晶体层把下伏晶体层与主体岩浆隔开，先形成的晶体不能继续与后阶段的残余岩浆发生反应，因此它们是不平衡的。就是说，岩浆演化过程是一种分离结晶作用过程。晶体不断析出，岩浆成分不断变化。结果，顺序晶出的固溶体系列矿物成分向低熔点方向变化，橄榄石的 Fo、斜长石的 An、钛铁矿的 MgTiO₃均逐渐降低。因此同一种矿物自下而上形成时间是越来越晚的。

攀枝花钒钛磁铁矿床过去一直被认为是典型的晚期岩浆矿床。根据上述认识，对于同一矿层中自下而上连续发育的嵌晶结构—镶嵌结构—海绵陨铁结构矿石，没有理由仅仅根据矿物生成先后关系分为岩浆早、中、晚期矿床类型；也不可能在岩浆结晶过程中析出大量熔离

矿浆聚集在岩体或韵律旋回底部。因此不能将这种钒钛磁铁矿床称为晚期岩浆矿床,而应该是早期岩浆矿床。

铁钛早期富集是本区层状岩体岩浆演化的重要特征。它与镁早期富集、铁晚期富集的斯凯尔加德趋势明显不同。随着结晶作用向前发展,镁铁将越来越少,钙碱将不断增加,然而它又不同于一般的钙碱趋势^[1,2]。这可能是弱碱性橄榄玄武岩浆在一定压力和高氧逸度条件下演化与成矿的典型过程。

2. 流体动力学模式 分离结晶作用为主导的物理化学模式只涉及晶体与岩浆之间的演化关系,并未讨论晶体堆积的途径、方式和动力等问题。目前有关晶体堆积的假说有三种,即重力堆积说、对流循环说和原地结晶说。人们用这些假说解释层状岩体和有关矿床的结构构造特征,但至今没有一种假说得到公认。这是因为任何一种假说都不能完美地解释复杂的地质现象。重力堆积说可以说明比重大的铁钛氧化物和铁镁矿物可下沉到岩体或韵律层的底部。但是比重较小的斜长石几乎遍布于岩体上下层位;同一层位岩石有明显相变,矿物成分和比例也有横向变化;矿层中有岩石夹层,岩层中也有矿条等,都是同晶体在均匀岩浆中结晶、在重力作用下下沉的概念相矛盾的。对流循环说可以较好地说明比重和密度比岩浆小的斜长石可沿对流线运移堆积到岩体中下部或韵律层底部,也可以较好地解释相变等问题。但是本区层状岩体中普遍发育一种不等粒结构。这种结构表明矿物不具同等水力当量。然而同一层位中比重和粒度差别较大的矿物在化学上又是近于平衡的。显然对流循环说是很难解释这种现象的。

原地结晶说比较适合本区的情况。这个假说认为,长石没有上浮的原因是非牛顿岩浆阻力的约束^[15]。在由下而上的原地结晶作用过程中,在结晶锋面上将发生双扩散作用。一方面结晶潜热使岩浆温度增高,发生向上、向下的热扩散;另一方面铁钛氧化物结晶,使岩浆产生铁钛浓度梯度,导致它们向结晶锋面上扩散。因此在结晶锋面之上的岩浆中,热扩散方向和铁钛组分的化学扩散方向相反。由于温度的降低和铁钛等重组分含量增高都促使岩浆密度增大,因此在岩体结晶时,在结晶锋面上部的岩浆层中,岩浆密度由下而上增大。这种向上密度增大的岩浆在重力场中是不稳定的,为保持平衡将发生自然对流。在对流带中岩浆发生液态分层^[9,15]。随后的结晶作用将在分层岩浆的基础上向上发展。很可能本区层状岩体中Ⅱ级韵律反映的隐秘层和Ⅳ级韵律条带的形成与此作用有关。

在岩浆对流中形成的许多对流单元,将使同一层位的岩浆变得不均匀^[16]。在此基础上原地结晶的岩层和矿层可能出现相变及矿物比例和成分的变化,甚至出现分枝复合现象。总之,双扩散作用使正在结晶的岩浆层变得不均匀,使正常的分离结晶层序变得更加复杂。

应当指出,岩浆结晶作用基本结束之后,在固相线下还经历了十分漫长的变化过程。随着温度和氧逸度降低,铁钛氧化物通过出溶作用和氧化作用不断发生再平衡。再平衡温度从1020℃连续下降到大约600℃,氧逸度($\lg f_{O_2}$,以bar为单位计算)则从-10.5变化到-21。与此同时矿物中的氧同位素也不断发生平衡调整,铁钛氧化物与单斜辉石的同位素平衡温度从847℃变到489℃。在这一阶段,钛磁铁矿可能由于外出溶作用而降低TiO₂含量,不混溶硫化物液体开始结晶。温度继续降低,以水蒸气为主的挥发分使造岩矿物发生蚀变,并形成一些气液包裹体。这一阶段的温度在378—140℃之间。

四、小 结

本区处于扬子古板块西部边缘。它是元古代晋宁期发生的一次裂谷-大洋过程形成的被动大陆边缘。震旦纪以后, 扬子板块由南向北漂移。在漂移过程中古边界断层的重新活动控制了本区的地质作用。寒武纪末—奥陶纪初, 康滇地轴开始隆起, 同时发生大规模玄武岩浆侵入, 形成层状岩体群, 当时本区漂至南纬9°左右。

地幔上隆, 地幔岩发生2—5%的部分熔融, 形成一种过渡型碱性橄榄玄武岩浆。它的密度较小, 上聚在莫霍面附近, 形成深部岩浆房, 深度约50km, 压力约 $15 \times 10^8 \text{ Pa}$ 。地幔岩的稀土丰度约为球粒陨石的2.3—3.3倍。这是一种经过分异的地幔。

当安宁河断裂重新活动并切开这个岩浆房的顶部岩石时, 压力梯度促使岩浆沿断裂上升了大约35—45km, 在地壳上部形成了上部岩浆房。岩浆温度约1250℃, 压力 $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ 上下, 氧逸度较高, f_{O_2} 为 10^{-5} 。深部分异作用和同化混染作用对岩浆成分的影响都很小。

岩浆结晶时, 在压力较高的条件下, 形成了辉长岩-辉石岩-橄榄岩型岩体; 压力较低时则形成了辉长岩型岩体。由于岩浆开始结晶时的氧逸度较高, 铁、钛、镁均在早期晶出, 因此两类岩体都形成规模巨大的早期岩浆钒钛磁铁矿床。岩浆的多次脉动贯入曾使正常的结晶作用发生多次中断和反复, 形成两个以上的韵律层和相应矿层。

这些层状岩体主要是由下而上原地分异结晶的。在铁、钛早期晶出的条件下, 在结晶锋面上发生的热扩散和组分扩散曾导致形成密度向上增大的岩浆层, 并发生岩浆对流和分层。随后的结晶作用在分层岩浆的基础上向上发展。这种作用使正常的结晶层序复杂化。

参 考 文 献

- 〔1〕 卢记仁、张光弟、张承信等 1987 攀西层状岩体岩浆类型及成因 矿床地质 第2期
- 〔2〕 卢记仁、张光弟、张承信等 1988 攀西钒钛磁铁矿床的成因类型 矿床地质 第1期
- 〔3〕 陈元坤、吴上龙 1982 云南地壳深部构造初析 云南地质 第3期
- 〔4〕 任纪舜、姜春发、秦德余、张正坤 1980 中国大地构造及其演化 1:400万中国大地构造简要说明 科学出版社
- 〔5〕 李普、刘椿 1979 长江峡东地区震旦系的古地磁学研究 地球物理学报 第22卷 第3期
- 〔6〕 周桃秀、鲁连仲、张秉铭 1987 四川攀西地区二叠纪岩石磁性和古地磁研究 物探与化探 第11卷 第1期
- 〔7〕 姜枚、马开义、李普等 1987 四川盆地东部三叠纪含钾岩层古地磁及物性研究 物探与化探 第11卷 第4期
- 〔8〕 晏贤福 1983 云南及其邻区深部构造特征 地质学报 第1期
- 〔9〕 B. Г. 列维奇 1959 物理-化学流体动力学 (1965年戴千策、陈敏恒译) 上海科学技术出版社
- 〔10〕 McElhinny, M. W. et al., 1981, Late Palaeozoic plate tectonics of Asia, Nature, Vol. 293, pp. 212—216.
- 〔11〕 Cullers, R. L. and Graf, J. L., 1984, Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson, P., (ed), Rare earth element geochemistry.
- 〔12〕 Presnall, D. C. et al., 1978, Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. Contr. Mineral. Petrol. Vol. 66, pp. 203—220.
- 〔13〕 Morse, S. A., 1980, Basalts and phase diagrams, Springer-Verlag.
- 〔14〕 Rumble, D (Editor), 1976, Oxide Minerals. Blacksburg, Virginia.
- 〔15〕 Mcbirney, A. R and Noyes, R. M., 1979, Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion, J.

Petrology, Vol. 20, No. 3, pp. 487—554.

- [16] Irvine, T. N., Keith D. W. and Todd, S. G., 1983, The J-M platinum-palladium reef of the stillwater complex, Montana: II Origin by double—diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld. Complex. Econ. Geol. Vol. 78, pp. 1287—1334.

A GENETIC MODEL FOR LAYERED INTRUSIONS AND VANADIC TITANOMAGNETITE DEPOSITS IN PANZHIHUA-XICHANG AREA

Lu Jiren, Zhang Guangdi, Zhang Chengxin and Gu Guangxian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Liu Yushu and Huang Yuneng

*(No. 106 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of
Sichuan Province, Miyi, Sichuan)*

Abstract

A rifting-oceanic process which occurred in this area during Proterozoic finning stage formed a passive continental margin in the west of Yangtze plate. The Yangtze plate drifted toward the north during Palaeozoic and the studied area reached 9° south latitude or so at the end of Cambrian and the beginning of Ordovician. As a result of the reactivation of the border faults, the basaltic magma originally concentrated in the deep-seated magma chamber near Moho moved upward along the fault zone and formed quite a few magma chambers in the upper part of the crust. This sort of magma belong to transitional alkali olivine basaltic type, and the REE calculations show that it was produced through 2—5% partial melting of fractionated mantle. The REE contents of the mantle are about 2.3—3.3 times the chondrite values.

The crystallization of the alkali olivine basaltic magma in the upper chamber was controlled by pressure and oxygen fugacity: layered gabbro-pyroxenite-peridotite intrusions were formed when the pressure was relatively high while layered gabbro intrusions were formed when the pressure was comparatively low. Due to the rather high oxygen fugacity at the beginning of magmatic crystallization, the ferrotitanium oxides of both types of intrusions all crystallized at the early stage and were cumulated on the bottom of the magma chambers, forming early stage magmatic ore deposits. During the magmatic solidification there were mainly three factors controlling magmatic evolution: (1) fractional crystallization from the bottom upwards, (2) repea-

ted intrusion of magma, (3) double diffusion and magma convection.

The fractional crystallization under the high oxygen fugacity condition led to the formation of the early stage magmatic vanadic titanomagnetite beds on the bottom of the cyclic unit and also the regular changes in natural types, textures and structures of the ores. This had something to do with the variation in composition of mineral solid solution series toward lower melting point from bottom to top of the cycle unit and partition and evolution of minor and trace elements. Quite a number of Grade-II cyclic units and their corresponding vanadic titanomagnetite beds in each intrusion were products of repeated pulsatory magma intrusion during the magmatic differentiation. The composition of the whole intrusion varied toward lower basicity with the gradual increase in residual magma. The double-diffusion and magma convection which occurred at the crystallization front complicated the normal sequence of fractional crystallization and, consequently, facies change and variation in mineral proportion frequently took place in the same horizon, together with the formation of some interbeds, bands and fluidal structures.

The above process may be a typical evolution and mineralization process for transitional alkali olivine basaltic magma which was produced along the passive continental margin and was now in upper crustal magma chambers that had different pressures and high oxygen fugacity.