

攀西层状基性超基性岩体岩浆类型及成因

卢记仁 张光弟 张承信 顾光先^①

(中国地质科学院矿床地质研究所)

刘玉书 黄与能

(四川地矿局106地质队)

内容提要:攀西层状岩体有两种类型:基性岩型和基性-超基性岩型。岩体韵律结构发育,具多旋回特征。其岩浆是直接来源于上地幔低度熔融的过渡型碱性橄榄玄武岩浆。岩浆演化具有周期性和铁钛早期富集的特点,与铁晚期富集的斯凯尔加德趋势明显不同。在上部岩浆房中,压力差别控制着岩浆演化途径,使岩浆结晶出不同类型的岩石组合。当压力超过 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,形成红格型基性-超基性岩体;当压力小于 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,形成攀枝花型基性岩体。

主题词:基性-超基性岩体 过渡型碱性橄榄玄武岩浆 韵律旋回铁钛早期富集 岩浆演化分离结晶作用

四川攀枝花-西昌地区著名的层状基性超基性岩体分为两种类型。以攀枝花岩体为代表的基性岩型和以红格岩体为代表的基性-超基性岩型。这两类岩体的成因,历来受地学界的普遍关注。许多研究者曾有过种种推测和假设,其中包括:①两类岩体是由断裂切割深度不同造成的;②是独立的超镁铁岩浆和辉长岩浆分别侵位形成的;③玄武岩浆深部分派生的两种岩浆侵位形成的;④由一个统一的大岩体通过构造作用分解形成的。最近几年,随着本区裂谷研究项目的开展,一些同志认为层状岩体与正长岩体同是一种强碱性玄武岩浆在深部分派生的岩浆分别上侵的产物。所有这些都涉及到岩体成因及其有关岩浆类型和演化的一系列复杂理论问题。本文试图从层状岩体一些基本事实出发,对上述问题进行充分的讨论,提出一些新的认识和结论,希望与各种观点的同志交流,以推动层状岩体的理论研究。

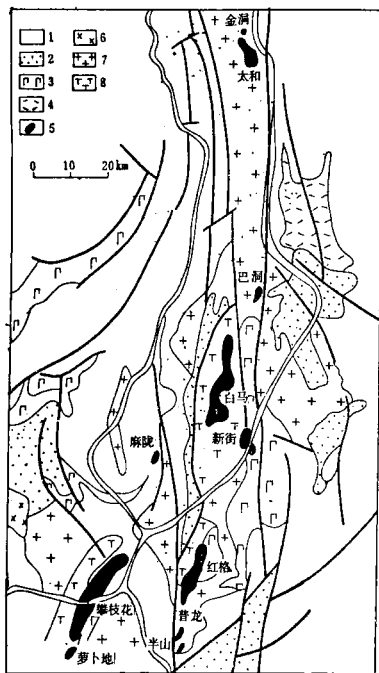
一、层状岩体基本特征

攀西层状岩体产出的地质构造背景,目前还有争议。传统的认识将层状岩体置于康滇地轴带上,受南北向深大断裂控制。近几年一些研究者提出,攀西地区曾是一个晚古生代-中生代古裂谷,层状岩体是裂谷早期地幔上拱阶段的产物^[1]。本文作者则认为岩体产于早古生代形成的被动大陆边缘环境中。但无论哪种观点,岩体受深断裂控制似乎并无异议。

层状岩体形成的时代,认识上也未统一。一种意见认为岩体形成于海西早期,约3.5亿年^[2];另一种意见认为形成于峨眉山玄武岩之后,约2亿多年(1:20万区测报告);还有人认为岩体是中、晚元古代变质基底^[3]。本文作者则倾向于层状岩体在加里东晚期,约5亿年左右形成,与晚古生代裂谷无关。

层状岩体有南北向带状分布的特点(图1),可分为东、西两支,东支有太和、巴硐、白马、新街、红

① 本文由张光弟执笔



格、安益等岩体，西支有麻院、攀枝花、罗卜地等岩体。其中红格、新街、安益等属于基性-超基性岩体，攀枝花、白马、太和等属于基性岩体。

层状岩体侵位于震旦系灯影组与观音崖组不整合面上，或震旦系底部不整合面上。岩体呈层状、似层状产出，缺失顶板，剥蚀程度尚不清楚。

图1 攀西地区层状基性-超基性岩体分布图

1—白垩系至震旦系；2—前震旦系；3—二叠系玄武岩；4—震旦系酸性火山岩；5—层状基性超基性岩体；6—晚古生代基性岩；7—中性火成岩；8—正长岩

Fig.1. Schematic geological map showing distribution of layered basic-ultrabasic intrusives in Panxi area.

1. Cretaceous-Sinian; 2. Pre-Sinian; 3. Permian basalt; 4. Sinian acidic volcanic rocks; 5. Layered basic-ultrabasic rocks; 6. Late Paleozoic basic rocks; 7. Intermediate-acidic igneous rocks; 8. Syenite.

本区几个主要层状岩体岩相分带见表1。红格基性-超基性岩体分为超镁铁岩和镁铁岩两个相带。前者又分为橄辉岩相亚带和辉石岩相亚带。后者以辉长岩为其主要岩石类型。攀枝花、白马、太和基性岩体都是单一的镁铁岩相，超镁铁岩相发育很差，尽管在岩体底部或韵律层底部有时出现一些超镁铁岩条带或薄层，但它们并不能构成一个独立的相带，这是基性岩体与基性-超基性岩体的主要差别。

层状岩体韵律结构发育，一般可分为四级：第Ⅰ级韵律是指岩体总的变化特征和演化趋势；Ⅱ级韵律表现为岩石色率、类型、结构构造、矿物组合、岩石化学及矿物成分的一系列规律变化和旋回性重复；Ⅲ级韵律是固溶体系列矿物成分（如斜长石的 A_n 、橄榄石的 F_o ）波动反映出来的隐秘层；Ⅳ级韵律则主要是那些韵律条带或层理。目前研究最多的是Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ级韵律，Ⅳ级韵律情况比较复杂，亦不容易划分，一般不涉及这方面内容。在一个岩体中，从Ⅰ级韵律到Ⅳ级韵律表现为一种套叠关系；同一级别韵律则是一种并列关系，而且上部旋回往往超覆于下部旋回之上。

在一个Ⅱ级韵律旋回中，由下向上基性程度逐渐降低，表现为基性程度较高的岩石类型向基性程度低的岩石类型演化（表1），以及橄榄石、辉石等铁镁矿物、岩石中的基性组分（ MgO 、 $Fe_2O_3 + FeO$ ）等逐渐减少，而硅铝矿物斜长石、岩石的 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 等钙碱组分逐渐增加，钒钛磁铁矿层集中于韵律层底部，与岩石类型无关。在红格岩体中，第1、2韵律旋回基本上不出现辉长岩等镁铁岩组合，第3、4韵律旋回超镁铁岩之上渐变为镁铁岩组合；一个完整的Ⅱ级韵律矿物组合依次为橄榄石（Ol）→橄榄石（Ol）+单斜辉石（Cpx）→单斜辉石（Cpx）→单斜辉石（Cpx）+斜长石（Pl），橄榄石与斜长石不共存。在攀枝花型基性岩体中，Ⅱ级韵律旋回以橄辉长岩或辉长岩为主，主要矿物组合依次为Ol + Cpx + Pl → Cpx + Pl，橄榄石与斜长石共存。

各个级别的韵律特征及它们之间的相互关系表明，一个Ⅱ级韵律代表了一次岩浆侵入，本区层状岩体一般都有二个以上的Ⅱ级韵律旋回，因此一个岩体应该是多次岩浆补给侵位形成的。

二、层状岩体岩浆类型及演化特点

由于本区层状岩体有明显的分异特征和韵律旋回,加之岩体顶板缺失,又不能确切了解岩体的剥蚀程度,因此一些常用的估计岩浆类型的方法已不适用。曾有人试图用岩体平均成分近似地代替其岩浆成分,但因为上述原因,各家计算的岩体平均化学成分出入较大(表2),其结果亦难代表整个岩体的成分特征,因此用它判断岩浆类型显然是不妥当的。也有人提出用攀枝花岩体底部边缘带细粒辉长岩平均成分代替层状岩体岩浆成分,以估计岩浆类型,但它是否为岩体的冷疑边,目前还有争议。

尽管如此,现存层状岩体的化学成分平均值对探讨岩浆成分和类型仍然有一定作用。从表2中可看出,层状岩体、峨眉山玄武岩和岩体底部的细粒辉长岩的岩石化学成分大多数比较接近,它们与国内、外辉长岩以及一些著名层状岩体对比,具有富铁钛的特点,似乎表明它们的岩浆成分与类型有许多相似之处。

图2是几个有代表性层状岩体样品成分点在 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 关系图中的投影。图中超基性岩相 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量都很低,说明岩体底部岩石碱质低,各基性岩相圈定的范围,其长轴方向大致与A、B两条分界线平行,表明岩浆类型基本不变,因此用图2确定层状岩体岩浆类型是可取的。根据成分点大多数落于A、B界线附近靠碱性玄武岩一侧,以及超基性岩碱质低的特点,可推出层状岩体岩浆是一种过渡型碱性橄榄玄武岩浆。它与峨眉山玄武岩和细粒辉长岩岩浆类型是很相似的,因为玄武岩和细粒辉长岩的多数成分点也落入这个区域并与层状岩体成分点部分重合^[4,5]。

层状岩体与峨眉山玄武岩和细粒辉长岩岩浆的相似性还可以从第一过渡族元素的分布特征表现出来(图3)。这些元素在各类岩石中的分布曲线基本上是一致的,仅个别元素丰度值有些差异。

层状岩体与峨眉山玄武岩、细粒辉长岩岩浆成分、类型的相似性,为确定层状分异岩体的岩浆类型提供了方便。在某些情况下,我们可通过玄武岩或细粒辉长岩的成分特征间接地推出层状岩体的岩浆类型。比如,将玄武岩和细粒辉长岩亲岩浆元素(Hygro-magmatophile elements)的变化范围与大陆玄武岩、大洋玄武岩对比(图4),它们恰好在大陆碱性玄武岩与大陆拉班玄武岩之间,是过渡型岩浆的产物。根据岩浆相似性结论,层状岩体的岩浆也应是过渡型的。同理,玄武岩和细粒辉长岩稀土元素平均含量位于大陆碱性玄武岩范围中间,斜率也很一致,同时它们也分布在大陆拉班玄武岩范围内,但比较接近其轻稀土的上限了,因此玄武岩和细粒辉长岩的岩浆属于一种过渡型碱性玄武岩浆(图5)。由此推得层状岩体岩浆亦为过渡型碱性玄武岩浆。

层状岩体岩浆类型也可从单斜辉石的成分特征得以说明(图6)。根据福德和凯尔(1975)的研究,拉班玄武岩、碱性玄武岩、霞石质岩石单斜辉石中 Wo 分别为30—40、38—48、47—51^[7]。按照他们的标准,本区层状岩体大部分单斜辉石成分反映出碱性玄武岩岩浆类型。

综合以上岩石化学、矿物及稀有稀土元素地球化学特征,认为层状岩体岩浆是一种过渡型碱性橄榄玄武岩浆比较合适。

同位素资料证明,形成层状岩体的过渡型碱性橄榄玄武岩浆直接来源于上地幔,深部结晶分异和同化混染作用对岩浆影响不大。根据峨眉山玄武岩稀土模拟计算,地幔中石榴石二辉橄榄岩或二辉橄榄岩的2—5%熔融即可生成这种过渡型碱性橄榄玄武岩浆。因为层状岩体的岩浆类型与玄武岩相近,这一结论也应当适用。

过渡型碱性橄榄玄武岩浆进入上部岩浆房之后,即开始了以分离结晶作用为主导因素的岩浆演化过程。十几年来,在本区工作的许多学者都习惯于用FMA图阐述层状岩体的岩浆演化趋势,一般认为与斯凯尔加德(Skaergaard)岩体一致,或者说具有斯凯尔加德趋势^[2,4,5]。众所周知,所谓斯凯尔加德趋势是指镁早期富集,铁晚期富集,最后钾钠增高的变化趋势。它与本区层状岩体中铁镁同是早期富集的事实不符。

表3是按层位排列的红格、攀枝花和安益岩体的岩石化学数据。从岩体总的变化趋势上看,红格岩体中 MgO 含量下部层位的超镁铁岩相较于上部层位的镁铁岩相高,在各Ⅱ级韵律旋回中,同样有下部层位岩石的 MgO 比上部层位高的特点,而且它与 $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 在底部富集是一致的,但第1旋回 MgO 变化的规律性已经不太明显。攀枝花岩体也有与红格第1旋回类似的情况。不过它们并不影响铁、镁同是早期富集这一事

表 2 各类岩体的平均化学成分 (质量%)
Table 2. Average chemical composition of various intrusive bodies

岩体名称	序号	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	CO	Ni	H ₂ O ⁺
攀 枝 花	1		38.87	6.25	13.48	0.05	10.00	11.35	0.20	5.83	8.62	2.72	0.32	0.48	0.16			1.19
	2	25	42.83	4.17	15.78	0.008	6.21	8.81	0.18	5.14	10.88	2.93	0.22	0.90	0.083	0.006	0.011	1.42
	3	25	41.51	4.22	14.92	0.005	6.64	10.11	0.22	5.97	10.84	2.01	0.19	1.04				1.54
	4	14	43.71	3.09	16.37		4.01	7.51	0.14	7.08	10.40	2.43	0.33					
攀枝花底部细粒辉长岩	5	3	42.75	4.22	14.59		7.48	9.47	0.24	5.84	10.42	2.90	0.27	0.45				
白 马	6	62	43.11	3.33	14.59	0.013	5.26	10.04	0.207	6.89	10.89	2.56	0.69	0.694		0.006	0.006	
太 和	7	39	39.10	4.80	15.02		5.65	9.28	0.16	6.13	12.74	2.58	0.38	1.83				
红 格	8	160	36.49	6.44	10.32	0.101	8.14	11.81	0.24	8.11	11.20	1.65	1.02	0.81	0.11	0.013	0.022	
新 街	9	17	45.76	3.97	11.12	0.16	6.15	8.78	0.204	8.87	9.49	2.00	1.13	0.427	0.065	0.07	0.037	
峨眉山玄武岩	10	104	48.39	3.91	13.73		5.43	9.13	0.20	4.91	7.48	2.41	1.60	0.39				
斯提尔沃特	11		50.66	0.45	17.94		0.26	9.88	0.15	7.67	10.47	1.87	0.24	0.09				0.42
布什维尔德	12		51.45	0.34	18.67		0.28	9.04	0.47	6.84	10.95	1.83	0.24	0.09				0.34
斯凯尔加德	13		47.92	1.40	18.87		1.18	8.65	0.11	7.82	10.46	2.44	0.19	0.07				0.14
世界辉长岩(戴里)	14		48.24	0.97	17.88		3.16	5.95		7.51	10.97	2.55	0.89					
中国辉长岩平均值	15		48.25	2.08	14.90		4.17	7.61	0.21	6.93	8.27	3.30	1.72					

资料来源: 1. 刘岩新(1974); 2. 刘杖(1984); 3. 王正允(1982); 4. 八二〇协作组(1981); 6—7. 刘杖(1984); 8. 黄振华(1984); 9. 刘杖(1984); 10. 刘杖(1985); 15. 据黎彤、饶纪龙(1963)

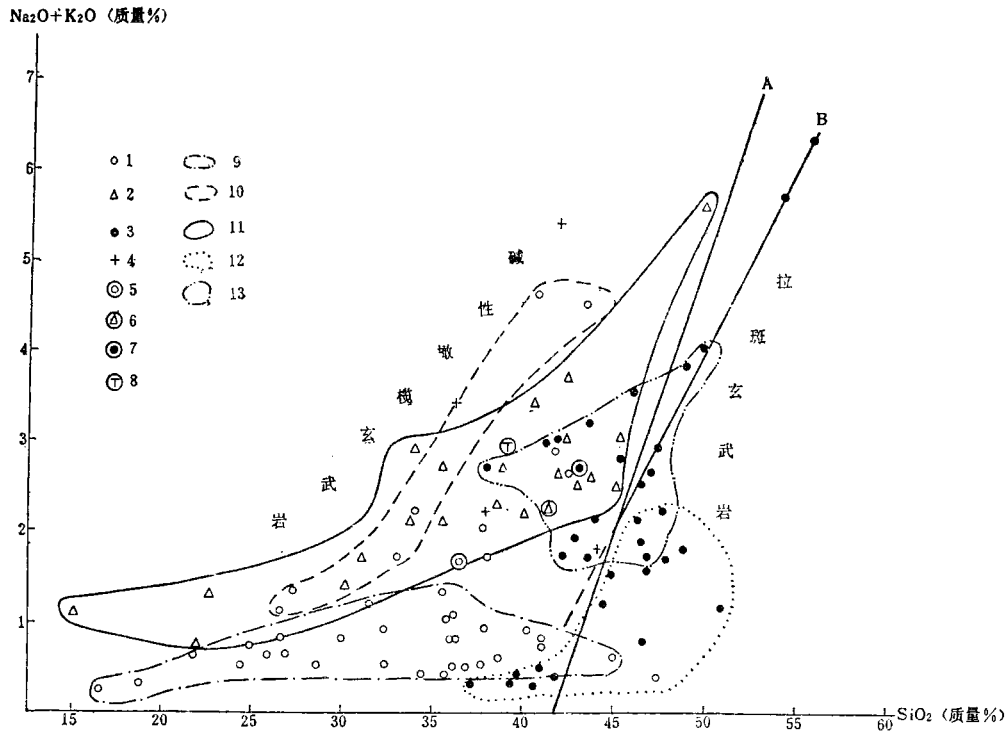


图2 层状岩体 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 关系图

1—红格；2—攀枝花；3—新街；4—安益；5—红格平均值；6—攀枝花平均值；7—白马平均值；8—太和平均值；9—红格超基性岩相范围；10—红格基性岩相范围；11—攀枝花范围；12—新街超基性岩相范围；13—新街基性岩相范围；A—麦克唐纳分界线(1964)；B—都城秋穗分界线(1978)

Fig. 2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram of layered intrusions.

1. Hongge; 2. Panzhihua; 3. Xinjie; 4. Anyi; 5. Hongge (average value); 6. Panzhihua (average value); 7. Baima (average value); 8. Taihe (average value); 9. Boundary of Hongge ultrabasic facies; 10. Boundary of Hongge basic facies; 11. Boundary of Panzhihua; 12. Boundary of Xinjie ultrabasic facies; 13. Boundary of Xinjie basic facies; A. Macdonald boundary (1964); B. Akino Miyashiro boundary (1978).

实。如果把这种演化关系反映到FMA图上，必然会引出错误的结论，因为图中FM边反映的是铁与镁的反向比例关系，而实际上铁与镁是同向富集关系。

多元统计分析亦表明，铁、镁分属两个独立的分异作用系统，它们可以同时与岩体底部富集，但二者并不具有相关关系^[9]，因而不宜将它们表示在同一关系的FMA图上。在钒钛磁铁矿作用系统中，可选用与铁相关的钙、碱组构成FCA图，即 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 三角组分图。该图表示本区层状岩体的岩浆演化关系(图7、8)。图中，超镁铁岩的钙增高以及镁铁岩的钙、碱增高都表示基性程度的降低。攀枝花岩体较红格超镁铁岩演化曲线偏离FC边较远，说明碱质较高，分异作用过程中碱质增加较快。

总之，本区层状岩体岩浆演化的共同特征是铁和镁同是早期富集。随着过程的发展，铁、镁逐渐减少，硅、钙、钾和钠逐渐增加。一个新的旋回开始时，又重复一次类似的变化趋势，最后以碱质增高为特征。

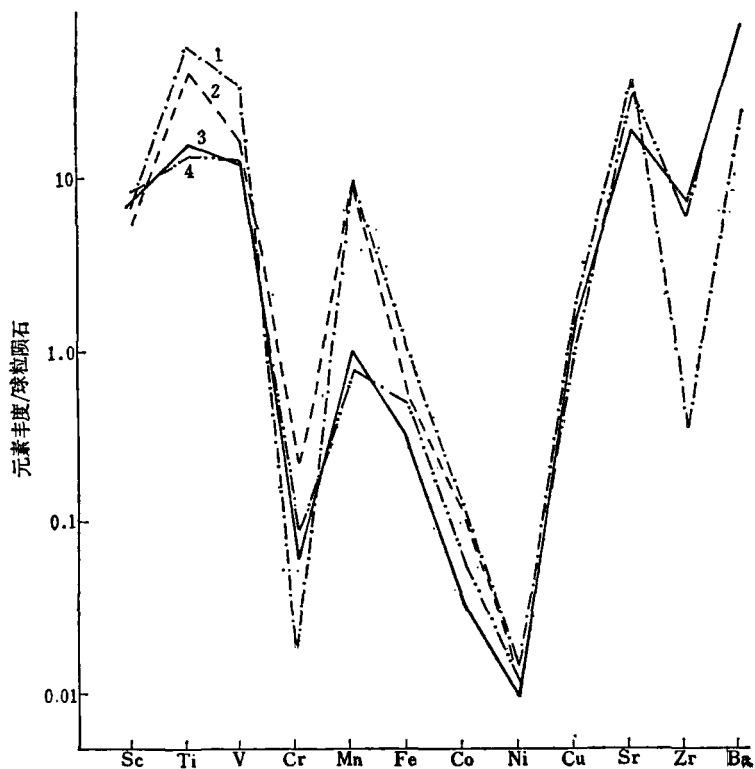


图3 层状岩体、细粒辉长岩和玄武岩的过渡族元素丰度

1—攀枝花岩体；2—红格岩体；3—玄武岩；4—细粒辉长岩

Fig.3. Abundance of transitional elements in the layered intrusives, fine gabbro and basalt.

1. Panzhihua intrusive body; 2. Hongge intrusive body; 3. Basalt; 4. Fine-grained gabbro.

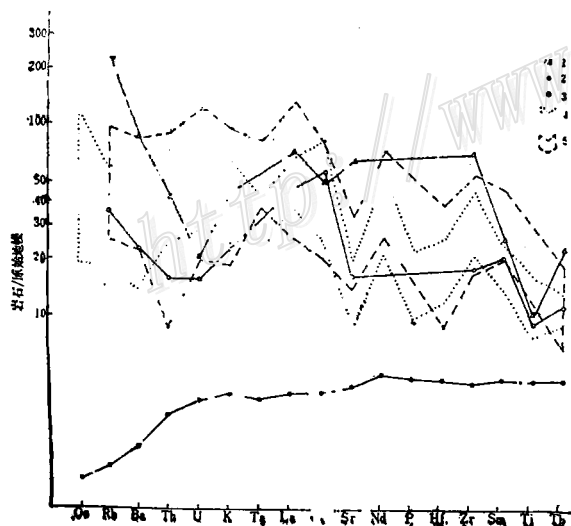


图4 细粒辉长岩和玄武岩亲岩浆元素变化范围(原始地幔值标准化)

(原图据塔尼等, 1980; 玄武岩据杨瑞英, 1985)

1—玄武岩；2—细粒辉长岩；3—大洋拉班玄武岩；4—大陆碱性玄武岩；5—大陆拉班玄武岩

Fig.4. Diagram showing variation of hygromagmatophile elements in fine-grained gabbro and basalt, both normalized by initial mantle value.

1. Basalt; 2. Fine-grained gabbro; 3. Oceanic tholeiite; 4. Continental alkaline basalt; 5. Continental tholeiite.

表 3 层状岩体的岩石化学成分(质量%)
Table 3. Petrochemical composition of layered intrusive bodies (in wt. %)

岩体名称	层位	序号	采样位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	2A	C
p ₂		1	CK806-129	43.34	4.04	15.09	0.02	4.85	8.76	0.240	4.60	10.61	3.54	0.95	2.06	41	27	32
		2	CK806-194	40.75	5.11	12.36	0.01	3.24	11.66	0.231	6.81	12.00	3.16	1.42	2.88	42	25	33
		3	CK806-352	33.00	8.35	8.53	0.01	16.13	6.32	0.27	6.39	15.66	1.01	0.65	2.29	54	8	38
p ₃		4	CK806-421	27.32	8.69	12.80	0.004	7.07	13.53	0.16	4.65	15.46	0.96	0.30	3.78	53	7	40
		5	CK806-451	26.25	11.28	9.79	0.01	12.44	15.81	0.24	5.29	13.32	0.70	0.40	2.26	65	5	30
		6	CK117-117	19.02	11.58	4.66	0.21	23.43	22.05	0.29	8.62	7.43	0.20	0.11	0.062	85	1	14
φ ₁		7	CK117-122	36.26	3.78	2.90	0.41	8.09	13.94	0.26	21.45	10.16	0.30	0.50	0.080	65	5	30
		8	CK117-138	38.83	3.89	4.23	0.298	7.27	11.09	0.179	17.28	13.73	0.44	0.11	0.086	55	3	42
		9	CK38-216	36.34	9.04	4.54	0.06	9.83	12.60	0.20	11.40	14.11	0.65	0.14	0.06	59	4	37
φ ₂		10	CK38-262	26.20	10.25	3.79	0.006	10.38	42.84	痕	10.14	12.12	0.50	0.09	痕	73	2	25
		11	CK38-293	8.50	13.99	2.77	1.02	30.07	28.01	0.16	10.82	1.37	0.12	0.05	0.03	97	1	2
		12	CK38-292	30.06	1.97	2.30	0.22	9.68	16.53	0.31	31.45	2.21	0.44	0.38	0.26	87	6	7
φ ₃		13	CK38-307	34.57	5.53	2.55	0.34	11.20	12.86	0.16	18.13	12.19	0.29	0.07	0.026	65	2	33
		14	CK38-338	16.76	10.06	2.10	0.61	27.17	18.57	0.43	16.10	2.87	0.14	0.10	0.02	93	1	6
		15	CK38-346	45.04	2.84	3.47	0.13	4.29	8.82	0.14	15.93	18.23	0.55	0.08	0.048	40	4	56
σφ ₁		16	CK38-376	32.42	10.96	3.38	0.16	14.28	14.70	0.18	10.83	11.32	0.42	0.04	0.04	70	2	28
		17	CK38-411.7	35.67	1.29	6.22	0.17	7.06	9.32	1.62	23.87	8.97	0.76	0.21	0.04	61	7	32
		18	CK38-423.8	37.78	1.34	8.87	0.17	3.71	9.54	3.23	17.58	10.76	1.62	0.40	0.14	47	15	38
σφ ₂		19	CK38-473	36.84	5.01	2.87	0.22	8.37	14.01	0.24	18.47	12.35	0.38	0.11	0.00	63	3	34
		20	CK38-512	24.64	11.65	3.81	0.075	17.77	19.15	0.27	10.70	9.92	0.36	0.13	0.04	77	2	21
		21	CK38-593	40.23	4.69	3.82	0.08	6.85	11.81	0.117	13.97	16.58	0.66	0.21	0.054	50	5	45
		22	CK38-648	36.09	6.07	5.49	0.12	10.45	14.13	0.219	11.10	14.60	0.76	0.32	0.274	60	5	35
		23	CK38-666.5	35.59	6.64	4.54	0.24	7.35	18.50	0.32	15.19	8.66	0.87	0.42	0.16	70	7	23

24	CK38-733	26.70	9.02	4.06	0.33	17.05	17.78	0.35	12.61	9.74	0.55	0.23	0.10	76	3	21
25	CK38-738	37.84	5.60	4.63	0.23	8.42	14.22	0.229	13.64	12.41	0.66	1.05	0.229	59	9	32
26	CK38-738	32.24	3.68	0.23	0.04	12.02	16.58	0.28	17.04	8.02	0.67	0.22	0.14	74	5	21
27	CK38-775	22.13	11.23	4.36	0.21	18.52	21.99	0.243	9.39	9.18	0.47	0.15	0.141	80	2	18
28	CK38-777	24.99	9.53	2.55	0.28	17.84	19.69	0.34	12.78	9.42	0.45	0.21	0.02	78	3	19
29	J ₁ -1	41.59	4.45	10.98	0.019	6.46	10.64	0.25	6.40	12.75	2.48	0.14	1.72	49	15	36
30	J ₂ -1	42.62	5.10	10.50	0.011	4.52	11.57	0.29	6.49	10.97	3.32	0.20	2.70	47	21	32
31	L _a -3	37.94	6.90	11.84	0.002	8.41	11.38	0.22	7.74	11.35	2.20	0.22	0.06	55	13	32
32	L _d -2	37.54	7.25	11.14	0.003	10.63	12.24	0.23	6.50	11.45	2.16	0.14	0.06	59	12	29
33	L _s -3	36.86	5.35	14.34	0.008	9.90	13.50	0.19	5.82	9.44	2.08	0.19	0.07	63	12	25
34	L _e -2	13.90	12.45	5.79	0.022	27.56	27.20	0.31	5.01	4.35	0.38	0.08	0.04	91	2	7
35	L _e -3	13.43	13.00	4.57	0.009	29.01	25.72	0.33	6.88	4.15	0.26	0.04	0.05	92	1	7
36	L _r -2	33.38	3.05	13.82	0.003	5.43	21.34	0.15	3.73	9.70	2.04	0.31	0.04	65	11	24
37	L _r -3	27.04	8.25	9.26	0.003	18.30	19.35	0.26	5.91	7.95	1.06	0.28	0.07	78	6	16
38	L _s -1	8.47	14.95	6.04	0.017	30.16	29.80	0.32	5.23	1.90	0.42	0.06	0.05	95	2	3
39	L _s -3	14.75	12.00	4.75	0.011	28.00	24.93	0.30	7.36	5.85	0.19	0.04	0.06	89	1	10
40	L _s -2	2.49	15.25	4.40	0.011	36.10	32.89	0.36	4.86	0.68	0.22	0.04	0.06	98	1	1
41	正长岩层	46.37	4.08	13.09	0.00	4.25	8.90	0.22	3.06	8.67	2.80	4.50	0.18	36	40	24
42	二长岩层	42.11	5.18	11.79	0.00	8.91	8.90	0.24	5.36	10.17	2.19	3.25	1.05	46	28	26
43	辉长岩层	36.49	6.69	7.23	0.00	9.74	12.48	0.26	6.99	13.77	1.45	1.95	1.59	52	16	32
44	辉石岩层	37.71	5.31	6.03	0.00	10.84	12.75	0.24	8.87	13.84	0.89	1.30	0.09	56	11	33
45	辉石岩层	44.26	1.91	4.55	0.00	12.81	8.50	0.16	13.87	16.57	0.89	0.95	0.15	51	9	40

攀枝花岗岩体

安益岩体

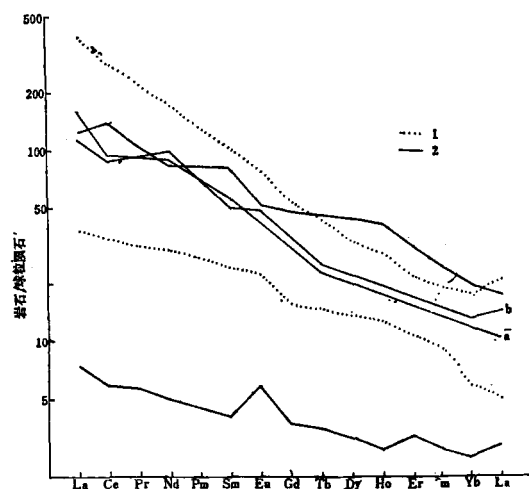


图 5 玄武岩和细粒辉长岩REE含量与大陆玄武岩对比(球粒陨石标准化)

1—大陆碱性玄武岩REE含量范围; 2—大陆拉班玄武岩REE含量范围; a—9件细粒辉长岩样品平均; b—6件玄武岩样品平均

Fig.5. Diagram contrasting chondrite-normalized REE patterns of basalt and fine-grained gabbro with the pattern of continental basalt.

1. REE content of continental alkaline basalt; 2. REE content of continental tholeiite; a. Average of 9 fine-grained gabbro samples; b. Average of 6 basalt samples.

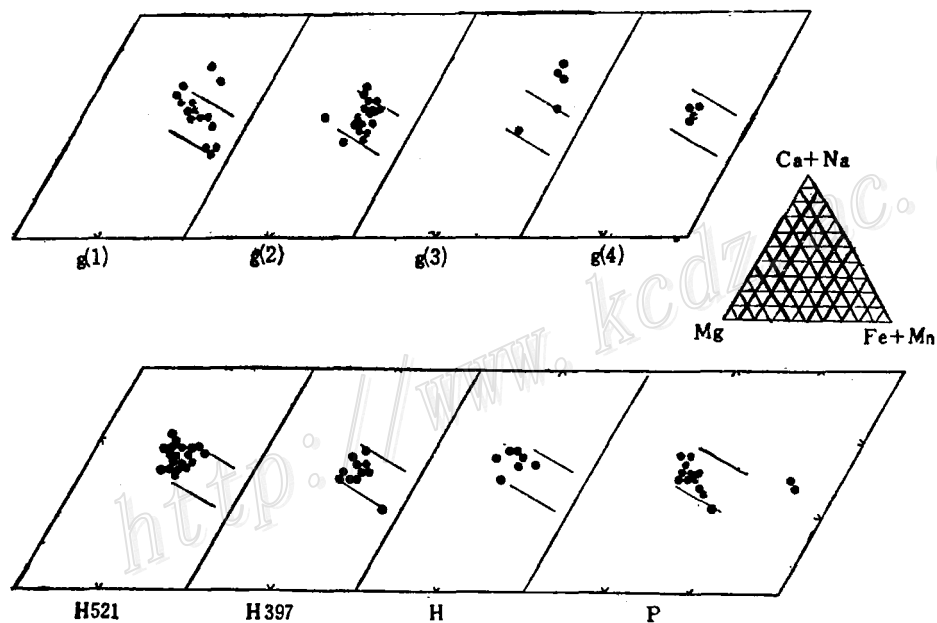


图 6 层状岩体单斜辉石成分

g(1)—g(4)—系化学分析成果: g(1)—红格; g(2)—攀枝花; g(3)—白马; g(4)—太和; H521—P系电子探针分析成果; H521—红格521钻孔; H397—红格397钻孔; H—红格地表; P—攀枝花

Fig.6. Composition of clinoaugite in layered intrusives.

g(1)—g(4)—Chemical analyses; g(1)—Hongge; g(2)—Panzhihua; g(3)—Baima; g(4)—Taihe; H521—P—Electron probe analyses; H521—521 drill hole of Hongge; H397—397 drill hole of Hongge; H—Surface of Hongge; P—Panzhihua.

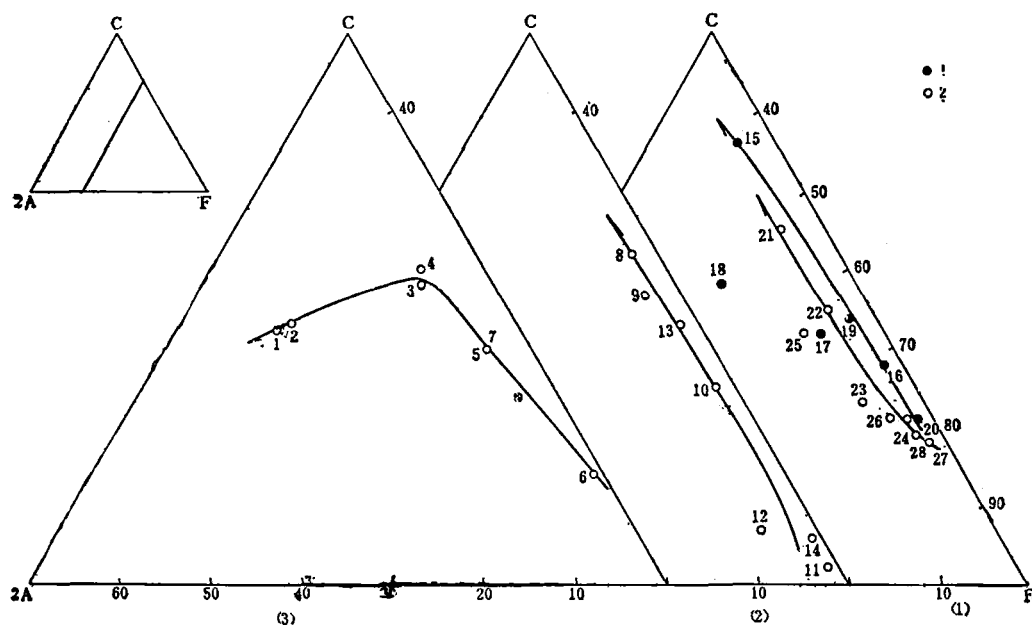


图7 红格岩体F-C-2A图

(1) 第1韵律旋回, (2) 第2韵律旋回, (3) 第3韵律旋回, 1—上部亚旋回, 2—下部亚旋回

Fig.7. F-C-2A triangular diagram of the Hongge intrusive body.

(1) 1st rhythmic cycle, (2) 2nd rhythmic cycle, (3) 3rd rhythmic cycle, 1. Upper subcycle, 2. Lower subcycle.

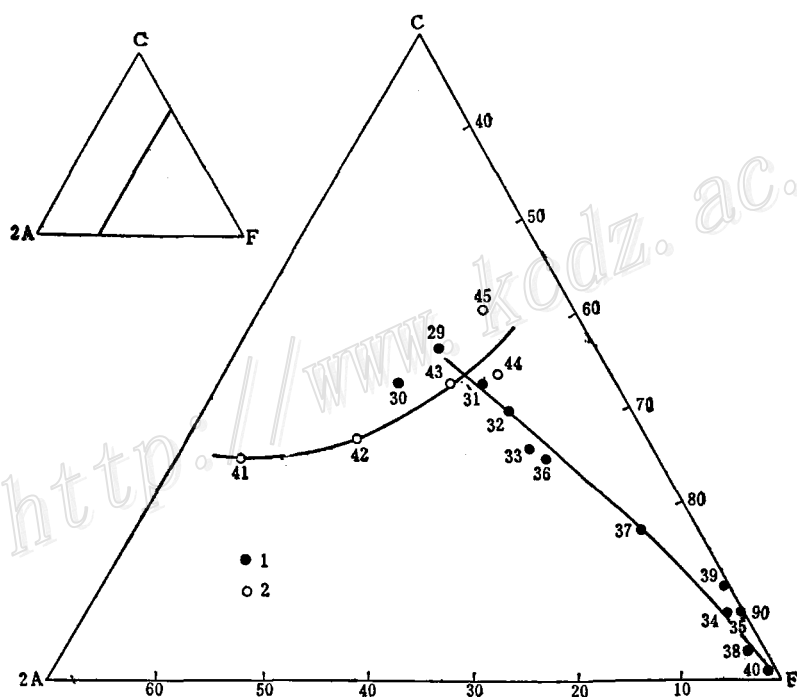


图8 攀枝花岩体和安益岩体F-C-2A图

1—攀枝花, 2—安益

Fig.8. F-C-2A triangular diagram of the Panzhihua and Anyi intrusive bodies.

1. Panzhihua, 2. Anyi.

三、岩体形成的物理化学

1. 岩体形成的物理化学条件

(1) 温度 通过攀枝花岩体底部细粒辉长岩在不同氧逸度条件下的熔融实验和过冷却结晶实验, 发现在氧逸度较高时可形成富硅残留液体和类似于层状岩体的岩石矿物组合。其液相线温度为 1210°C , 固相线温度为 $1090\sim 1100^{\circ}\text{C}$, 熔化顺序为辉石—斜长石—铁钛氧化物, 结晶的矿物组合为斜长石+辉石+磁铁矿+钛铁矿。

矿物熔浆包裹体是斜长石或磷灰石结晶过程中捕获的熔浆液滴。6件辉长岩样品用淬火法和均一法测得包裹体均一温度为 $1130\sim 1160^{\circ}\text{C}$, 近似于矿物结晶温度(即固相线温度)。

用二辉石温度计和单斜辉石温度计分别计算出 6 件和 8 件样品的矿物平衡温度为 $938\sim 1000^{\circ}\text{C}$ 和 $1062\sim 1089^{\circ}\text{C}$ 。

以上实验和计算的温度范围都比较接近, 仅二辉石温度值偏低, 可能与紫苏辉石的产状和次生变化有关, 因此取矿物结晶平衡温度为 $1050\sim 1250^{\circ}\text{C}$ 是比较合理的。

(2) 氧逸度 根据莫宜学(1984)提供的求任意温度和压力条件下岩浆氧逸度的计算方法, 共计算了11件层状岩体和二叠纪玄武岩样品的氧逸度值。在 $1\times 10^8\text{Pa}$ 压力下, 1250°C 时, 攀枝花岩体4件样品平均 $\log f_{\text{O}_2}$ 为 -5.05 和 -6.25 , 其它岩体氧逸度值与攀枝花岩体相差不大。当压力增加到 $3\times 10^8\text{Pa}$ 或 $5\times 10^8\text{Pa}$ 时, 氧逸度值仅有微小变化。本区岩浆氧逸度值与斯凯尔加德侵入体结晶作用早期(温度 1180°C , 压力 $1.095\times 10^8\text{Pa}$) 的氧逸度($\log f_{\text{O}_2} = -8.65$) 相比, 低 2 个多对数单位⁽⁸⁾, 比布什维尔德铬铁矿层低约 1~2 个对数单位。因此可认为本区层状岩体岩浆阶段氧逸度相对较高。

过去曾计算过大量铁钛氧化物温度和氧逸度。当温度为 1020°C 时, $\log f_{\text{O}_2}$ 为 -10.5 ; 当温度下降到 600°C 时, $\log f_{\text{O}_2}$ 也连续降低到 -20.7 。矿物学研究表明, 这些温度和氧逸度实际是铁钛氧化物出溶时的状态参数, 即固相线下的温度和氧逸度。

由以上计算和讨论不难看出, 本区层状岩体矿物平衡结晶时的氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$) 应为 $-6\sim -10$ 。

(3) 压力 目前尚无一个确定压力的可靠方法, 以下讨论的仅是相当粗略的估算结果。

用 Carmichael(1971, 1972, 1973) 提供的缓冲剂反应式建立活度方程计算本区 2 件辉长岩样品温度在 1050°C 时的平衡压力, 当 $\log f_{\text{O}_2}$ 为 -12 和 -20 时, 压力分别为 $2\times 10^8\text{Pa}$ 和 $1.1\times 10^8\text{Pa}$, 当 $\log f_{\text{O}_2}$ 为 $-8\sim -10$ 时, 压力分别为 $(3.9\sim 6.1)\times 10^8\text{Pa}$ 和 $(3.4\sim 7.8)\times 10^8\text{Pa}$ 。显然, 前者是固相线下矿物平衡压力, 后者是矿物结晶时的平衡压力。

综上所述, 层状岩体岩浆阶段的温度应大于 $1210\sim 1150^{\circ}\text{C}$, 压力大于 $5\times 10^8\text{Pa}$, 氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$) 为 $-4\sim -6$; 岩体形成时的温度为 $1150\sim 1050^{\circ}\text{C}$, 压力为 $5\times 10^8\text{Pa}$ 左右, 氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$) 为 $-6\sim -10$; 岩体形成后矿物固相线下变化的温度为 $1050\sim 600^{\circ}\text{C}$, 压力降低到 $2\times 10^8\text{Pa}$ 左右, 氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$) 在 $-11\sim -20$ 之间。

2. 岩浆演化的物理化学

进入岩浆房里的过渡型碱性橄辉玄武岩岩浆当温度降低到 $1210\sim 1150^{\circ}\text{C}$ 、压力 $5\times 10^8\text{Pa}$ 左右、氧逸度($\log f_{\text{O}_2}$) -6 时即开始结晶。结晶作用过程中岩浆演化的物理化学可遵循 Presnall(1978) 和 Morse(1980) 提供的 Fo-Di-An 实验三元系相图^(9,10)。在这个作用体系中压力差别对岩浆结晶路线有着重要影响, 当压力小于 $5\times 10^8\text{Pa}$ 时, 镁橄榄石(Fo)与钙长石(An)共存; 当大于 $5\times 10^8\text{Pa}$ 时, 二者不共存(图 9)。这两种情况分别与攀枝花型岩体和红格型岩体特征吻合, 表明本区层状岩体是在不同压力下形成的。

如果原始岩浆成分在 Fo 结晶区, 当压力较高时($5\times 10^8\text{Pa}\sim 10\times 10^8\text{Pa}$), 温度下降到液相面, Fo 首先结晶。随着 Fo 不断晶出, 岩浆成分向 Di-Fo 同结线方向变化。当到达同结线时 Di 与 Fo 同时结晶, 这时岩浆成分向转熔点变化, 且结晶的 Di 越来越多。在转熔点, $\text{Fo} + \text{L}(\text{熔体}) \rightarrow \text{Di} + \text{Sp}$, Fo 逐渐消失。一旦 Fo 消失, 结晶路线又向低共熔点方向变化, 出现 Di+Sp 组合。在低共熔点, An、Di 和 Sp 同时结晶, 直至岩浆全部耗尽。结晶的全部过程依次可形成 $\text{Fo} \rightarrow \text{Fo} + \text{Di} \rightarrow \text{Di} + \text{Sp} \rightarrow \text{Di} + \text{An} + \text{Sp}$ 组合, 与红格岩体一个完整的 II 级韵律旋回矿物组合序列极其相似, 所不同的是红格岩体中 Sp 并不发育, 这或许是天然体系与实验的简单体系不

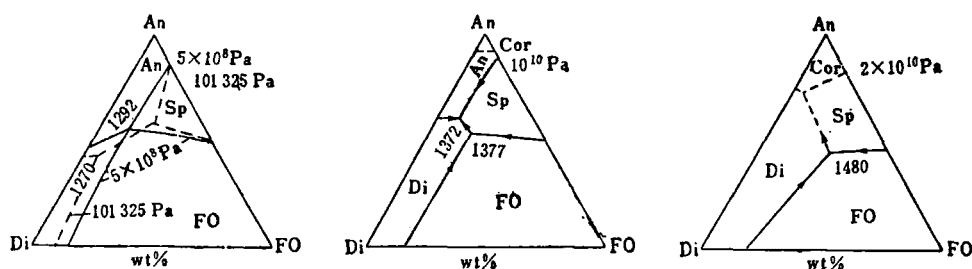


图9 不同压力下Fo-Di-An体系相图

(据Presnall等, 1978)

Fo—镁橄榄石; Di—透辉石; An—钙长石; Sp—尖晶石; Cor—刚玉

Fig.9. Fo-Di-An phase diagram under varied pressures (After Presnall et al., 1978).

Fo-Forsterite; Di-Diopside; An-Anorthite; Sp-Spinel; Cor-Corundum.

完全相同的缘故。红格岩体第1、2韵律旋回结晶作用都只发展到辉石岩矿物组合,而第3、4韵律旋回可发展成一个完整的矿物组合序列或岩石序列。显然在岩体形成过程中,由于新岩浆的补给,曾使以上结晶作用过程发生过三次较大的中断,岩浆成分返回到Fo初相区,并重复类似的结晶过程。然而由于残浆的比例增大,使整个岩体成分向基性程度降低的方向推移。

当压力较低时 ($>5 \times 10^8 \text{ Pa}$), 结晶路线有两条。如果岩浆中铁镁组分较低,可依次形成 $\text{Fo} \rightarrow \text{Fo} + \text{An} \rightarrow \text{Fo} + \text{An} + \text{Di}$ 组合。加拿大的肯格拉帕特(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 $\text{Fo} \rightarrow \text{Fo} + \text{Di} \rightarrow \text{Fo} + \text{Di} + \text{An} + (\text{Sp})$ 组合,与攀枝花型岩体的矿物组合类似,但后者超镁铁岩相矿物组合不发育。

有关铁钛组分的结晶作用及成矿过程有另文论述,在此只做一点说明:高氧逸度条件下铁钛早期富集于岩体中、下部或各韵律层底部,已有足够证据说明,一定层位的铁钛氧化物与共存造岩矿物大致是同时结晶的,因此岩体的成岩作用和成矿作用是同时进行的。

四、绪 论

事实说明,形成本区层状岩体的岩浆既不是大陆碱性玄武岩浆,也不是大陆拉班玄武岩浆,而是一种过渡型碱性橄榄玄武岩浆。这种岩浆自然不会出现在大陆裂谷早期环境中,因为裂谷早期一般只产生强碱-碱性玄武岩浆;也不太可能产生于活动陆缘中,因为与层状岩体侵入时期有关的中酸性岩浆活动并不发育,因此这种岩浆很可能是被动大陆边缘特殊构造环境下的产物。寒武纪末期,扬子板块西部大陆边缘几条南北向边界断裂重新活动,康滇地轴开始隆起,导致这种过渡型碱性橄榄玄武岩浆的生成和上侵。稀土模拟计算结果表明了这种岩浆产生的可能性。

文用本最新的实验岩石学成果、简单的Fo-Di-An体系相图较圆满地解释了本区一种岩浆两类岩体的成因,明确指出在不同压力条件下结晶分异作用可产生两类不同岩相组合的层状岩体,理论上是成功的。这一认识上的突破对层状火成岩岩石学发展将产生重要影响和一定的促进作用。

铁钛早期富集的岩浆演化特点是本文另一重要结论。它是层状岩体不同于斯凯尔加德趋势的又一种重要的岩浆演化类型,我们特将它称为“攀西趋势”。这种演化趋势有利于钒钛磁铁矿形成。

岩浆结晶作用结束之后,在固相线下还经历了一个十分漫长的变化过程。随着温度和氧逸度的降低,铁钛氧化物通过出溶作用和氧化作用不断发生再平衡,过去把这一阶段的温度和氧逸度看成是铁钛氧化物形成的温度,显然是值得讨论的。

本文是集体工作的成果。参加这项工作的还有张德岐、张桂兰、周秀仲、王明坤、邱建蓉。在工作中亦曾得到周剑雄、杨明明、陈启桐、王路通、刘红等同志的热情帮助和支持。在此,我们表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- [1] 骆耀南 1985 中国攀枝花—西昌裂谷带 中国攀西裂谷文集(1) 地质出版社
- [2] 刘 杖、沈发奎、张光宗 1985 攀西地区层状侵入体 中国攀西裂谷文集(1) 地质出版社
- [3] 冯本智、杨天奇、姜修道、王松山、胡世珍 1985 攀枝花含矿基性超基性岩体形成时代的新认识 长春地质学院学报 第3期
- [4] 刘若新、解广菱、倪集众 1974 长江上游地区几个层状基性超基性侵入体的岩石特征及有关岩石学问题 地球化学 第2期
- [5] 周兴国、唐兴信 1985 攀枝花—西昌地区钒钛磁铁矿成矿规律与预测 地质出版社
- [6] 卢记仁 1982 四川攀枝花地区钒钛磁铁矿床矿石成分的多元统计分析 中国地质科学院矿床地质研究所刊 第1号
- [7] Bodor, R. V. and Klaus Keil, 1975, Contributions to the Mineral chemistry of Hawaiian Rocks, IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and west Maui Volcanoes, Maui, Hawaii. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 50, No. 1-4.
- [8] Morse, S. A., Lindsley, D. H. and R.J. Williams, 1980, Concerning intensive parameters in the Skaergaard Intrusion, Am. J. Sci., Vol. 280 A, pp.159-170.
- [9] Presnall 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.
- [10] Morse, S. A., 1980, Basalts and Phase Diagrams. Springer-verlag.

MAGMATIC TYPES AND GENESES OF THE LAYERED INTRUSIONS 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

(106 Geological Party, Bureau of Geological and Mineral Resources of Sichuan Province, Miya, Sichuan)

Abstract

The layered intrusions in Panxi area might be grouped into two types: basic rock masses represented by the Panzhihua rock body and basic-ultrabasic rock masses represented by the Hongge rock body. Their major difference is that the former has poorly developed ultramafic facies while the latter is characterized by most developed mafic facies and ultramafic facies. There exists apparent rhythmic stratification in the rock masses, which can be basically divided into four grades with superimposed relationship and multicycle characters present among different grades of rhythms. In the rhythm of Grade II, the basicity of rocks decreases from bottom to top, and ore beds are concentrated in the lower part.

Both direct evidence and indirect evidence imply that the magma of layered intrusions in this area should be a transitional kind of alkaline olivine basalt magma derived directly from partial melting of the upper mantle. In rhythmic cycles of various grades, the magmatic evolution is characterized obviously by periodicity and early enrichment of Fe and Ti, which is evidently different from the evolution of the Skaergaard magma in which Fe and Ti are enriched at late stage. The FCA diagram might be used to illustrate the specific evolutionary trend of magma in this area. It is demonstrated in this diagram that the enrichment of Fe and Ti is consistent with the rising basicity.

In the upper magmatic chamber, the evolutionary trend of magma is conditioned by the difference in pressure, and this enables magma to form different types of rock association. In the Fo-Di-An system, when the pressure exceeds $5 \times 10^8 \text{ Pa}$, forsterite is incompatible with anorthite, and the lithofacies sequence of Hongge type might form; when the pressure is lower than $5 \times 10^8 \text{ Pa}$, forsterite can coexist with anorthite, and the lithofacies sequence of Panzhihua type is likely to form if the magma is relatively rich in Mg and Fe components.

请订阅《岩石矿物学杂志》

《岩石矿物学杂志》是由中国地质学会矿物学专业委员会、岩石学专业委员会及两专业委员会的挂靠单位地矿部矿床地质研究所、地质研究所合办的全国性的岩石矿物学（包括地球化学）学术性刊物。

该刊主要内容为：火成岩、沉积岩和变质岩的研究成果和学术性论文，其中包括专题性或区域性的岩类学、岩理学、实验岩石学以及工艺岩石学等；矿物学研究的论著，包括描述矿物学、理论矿物学、实验矿物学、生物矿物学、天体矿物学、人造矿物学、成因矿物学、矿物物理学及矿物的结构分析；岩石和矿物的地球化学以及同位素年代学等；岩石和矿物鉴定的新方法、新技术、新仪器以及有关书刊综合评价；国内外有关专业的学术活动消息报导等。

《岩石矿物学杂志》适合地质、冶金、化工、石油、煤炭、建材等各系统的地质、岩矿工作者及地质科学研究单位从事岩矿研究的人员，地质院校师生阅读。

本刊为季刊，1986年从原《岩石矿物及测试》期刊中分出单独出版，国内外公开发行，期刊登记号 1305，定价 1.30 元。由地质出版社印刷出版，矿床地质研究所发行组代为征订发行。欲订者可来信索取订单。目前发行组尚有 1986 年 1—4 期少量存书，欲购者从速。地址：北京市百万庄矿床地质研究所发行组。