

攀西裂谷构造—岩浆活动 及其成因探讨

沈 发 奎

(四川省地矿局攀西裂谷研究队)

主题词: 穹窿火山型攀西裂谷; 碱性岩浆作用; 二次岩浆房; 双峰式岩浆组合; 岩浆源; 地幔交代作用

提 要: 本文主要讨论穹窿—火山型攀西裂谷的成因, 岩浆深成作用与火山作用过程, 穹窿构造的发生、发展的演化历史; 岩浆分异趋势及双峰式岩浆演化系列及其成因。

攀西裂谷曾经历了岩石圈穹窿—陆壳穹窿—一次火山穹窿三个发展演化阶段。碱性岩浆作用与地壳隆升、地幔去气、热流汇聚作用有着密切的成因联系, 成穹作用最盛, 岩浆碱度最高。随着陆壳破裂、开放、挥发分散逸, 岩浆性质从强碱质—弱碱质—碱酸性转化。

穹窿构造的发展演化阶段有机地控制了岩浆源和二次岩浆房的深度和岩浆演化特点, 随着穹窿构造的发展演化, 岩浆活动由深成幔源→中浅成幔源加陆壳轻微混染→超浅成壳幔混合源逐渐演化, 因而可以认为: 穹窿—火山型裂谷发育的各个阶段, 存在有低位→中位→高位的二次岩浆房。

攀西裂谷属不发育的天折裂谷, 以演化时间长为特点, 有利于岩浆深源(二次岩浆房内)结晶分异、液体不混溶性分离作用和陆壳的同化混染作用等得以彻底进行, 最终形成“双峰式”岩浆组合。

一、区域背景及穹窿—火山型裂谷作用的深部作用过程

“康滇地轴”(黄汲清, 1945)从晚震旦世开始, 这一刚性陆块进入了地台发展阶段, 中奥陶世以后, 古陆开始隆升。晚古生代至中生代, 本地区表现了频繁的构造—岩浆活动和地堑—沉积作用。

裂谷碱性岩浆作用阶段主要发生于陆壳破裂之前的隆升时期, 轴部高穹区碱度最高, 向周缘碱度减弱。攀西裂谷属不发育的天折裂谷, 演化时间长, 地幔上涌速度>横向拉张速度, 因而导致地壳上隆, 穹窿构造的演化阶段有机地控制了岩浆岩的性质、岩浆活动的时序及空间分布特点, 故定义为穹窿—火山型裂谷^[1]。攀西地区的地壳隆起, 一方面造成地层的沉积缺失, 另一方面又伴随地幔源玄武岩浆的深成侵位活动。其时序为:

志留纪时期, 岩石圈穹窿—幔源深成作用过程, 主要表现为地幔底辟上升, 形成力马河、朱布等地的小型基性—超基性岩体群的侵位活动(418—402Ma)^[1], 岩浆性质属苦橄质原始玄武岩浆, 深成封闭环境;

泥盆纪时期, 随着壳下地幔枕的不断堆集, 轴部隆升作用加强, 幔源岩浆、挥发分向轴

部高隆区逐渐汇聚,形成地幔升流和陆壳穹窿,伴随着大规模的岩浆深成侵位活动,形成攀枝花、红格、白马、太和、安益等地的大型层状基性岩体,侵位于上震旦统观音崖组与灯影组之间(360—343Ma)^[1]。岩浆性质属偏碱性,准封闭—准开放环境;

由于大型层状侵入体的幔源岩浆上侵活动及地幔升流和交代作用,使轴部地带的上地壳强烈受热膨胀,岩浆房不断上移,导致陆壳拱张破裂,岩浆活动由深成作用逐渐向浅成作用和火山作用转化。

随着二次岩浆房由低位(壳下地幔枕)→中位(壳内岩浆房)→高位(次火山穹窿体)不断上移,火山作用由裂谷肩部的零星中心式强烈爆发→大面积多中心式喷发→面型裂隙溢流→最后收敛到轴部高穹区的零星中心式喷发。陆壳同化混染作用随着岩浆房上移而不断增强,使岩浆活动由量变到质变,岩浆性质由临喷阶段的强碱性—弱碱性—碱酸性逐渐演化^[2]。

攀西裂谷的幔源深成岩浆活动和晚期的碱酸性岩浆活动,主要集中分布于康滇地轴的轴部高隆区,表现了地幔底辟上涌为主动力的成因模式,并在轴部形成了基性—酸性的规模宏大的岩浆杂岩带。当轴部高隆区的壳内碱酸性岩浆房内的岩浆喷发以后,高位岩浆房顶棚垮塌和幔源玄武岩浆供给源的衰竭,促使陆壳下沉,在岩浆杂岩带的两侧,出现以南北向主干拱张断裂为边界的中生代经向槽型沉积盆地,构成两堑夹一垒的攀西裂谷。

穹窿—火山型裂谷构造—岩浆活动的发展演化可以划分为三个阶段:

岩石圈穹窿与岩浆深成作用;

陆壳穹窿—陆壳破裂与火山作用;

次火山穹窿与碱酸性岩浆活动(图1, 2)。

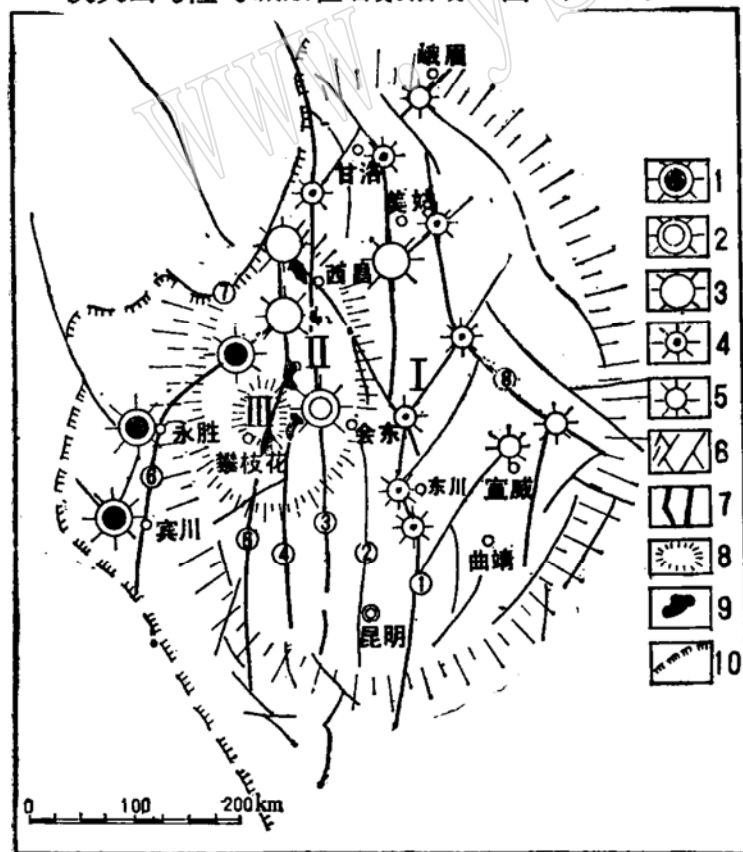


图1 攀西裂谷穹窿构造演化
平面示意图

Fig. 1 Schematic map showing the evolution of the Panxi Rift with the domeshaped structure

- 1—厚度3000—5000m的火山岩喷发中心;
- 2—厚度2000—3000m的火山岩喷发中心;
- 3—厚度1000—2000m的火山岩喷发中心;
- 4—厚度500—1000m的火山岩喷发中心;
- 5—厚度200—500m的火山岩喷发中心;
- 6—基底“X”形剪切网络;
- 7—二次拱张深大断裂(①甘洛—小江断裂;②普雄河—普渡河断裂;③安宁河—易门断裂;④磨盘山—绿汁江断裂;⑤攀枝花—楚雄河断裂;⑥—箐河—程海断裂;⑦锦屏山—小金河断裂;⑧峨嵋—宣威断裂)
- 8—穹窿构造(I. 岩石圈穹窿, II. 地壳穹窿, III. 次火山穹窿);
- 9—层状堆晶杂岩(由南往北依次为: 攀枝花岩体, 红格岩体, 白马岩体, 太和岩体);
- 10—扬子地台边界

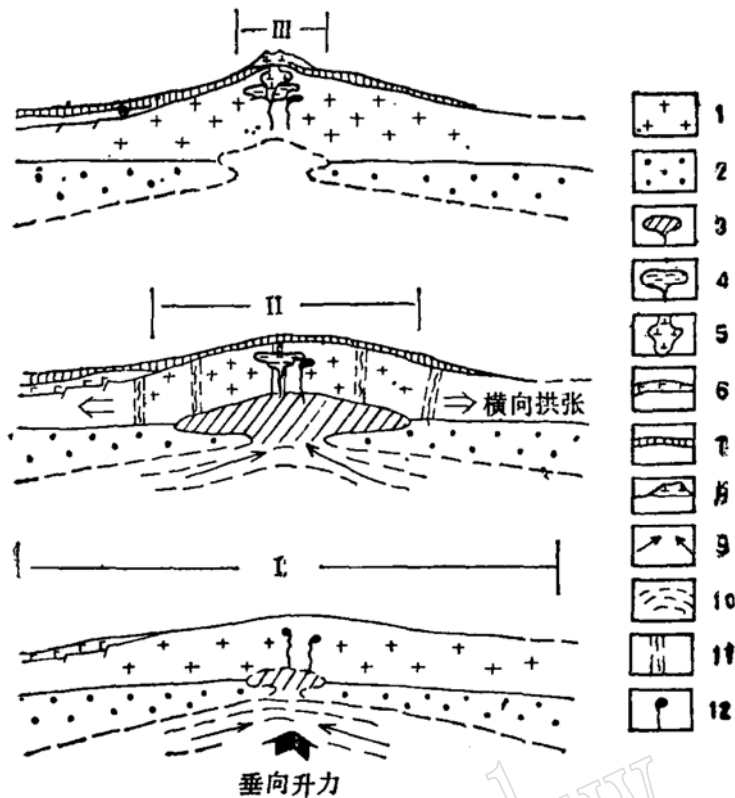


图2 攀西裂谷穹隆构造演化模式图

Fig. 2 Tectonic model showing the evolution of the Panxi Rift with the domeshaped structure

I—岩石圈穹隆; II—地壳穹隆;

III—一次火山穹隆

1—地壳; 2—上地幔; 3—裂谷垫; 4—层状侵入体; 5—一次火山穹隆体及酸性火山岩; 6—早二叠世海相玄武岩; 7—晚二叠世陆相玄武岩; 8—酸性火山岩; 9—地幔对流汇聚; 10—局部熔融的玄武岩浆; 11—岩浆喷发通道; 12—小型超基性岩体

二、穹隆构造与碱性岩浆作用

1. 岩石圈穹隆与岩浆深成作用

岩石圈穹隆以岩浆深成活动为特点。Gass(1970)曾指出,地幔柱引起部分熔融和膨胀,乃至地壳隆起。岩浆的化学特征受深度控制,即碱度越高,深度则越大^[3],这已为Ringwood的实验岩石学所证明。穹状隆升是地幔脱气、热流汇聚的集气装置,随着穹状隆升碱质元素K、Na、偏碱性元素Ti及不相容元素、挥发分、LREE向隆起区汇聚,并逐步形成碱性玄武岩浆。攀西裂谷岩浆岩类从碱度判别指数值可以看到,由地幔底辟阶段生成的力马河等地的小型超基性岩体的赖特碱度指数($A \cdot R$)=1.1;里特曼指数(σ)=0.24,到地壳成穹阶段的层状侵入体 $A \cdot R$ =1.3; σ =8.27,到早期零星中心式爆发的东川碱玄岩 $A \cdot R$ =1.65~1.95; σ =10.4^[2],可以看到随着成穹作用的增强,碱度递增趋势极为明显,说明穹隆构造与碱性岩浆作用有着密切的成因联系。

地幔上涌及壳下地幔枕(裂谷垫)的形成,导致岩石圈成穹。深部地球物理资料已证实,在攀西地区的上地幔顶部存在有一层厚12—22km,宽约320km的低速度、低密度、低电阻的异常地幔体^①,成为深成岩浆活动的岩浆供给源,动力学以升力为主(图2),为主动地幔作用。

2. 陆壳穹隆—陆壳破裂与火山作用

陆壳穹隆形成于幔源玄武岩浆在岩石圈穹隆的中心高穹区大规模积聚和冲破下地壳上升

① 杨崇喜, 1986, 攀西裂谷深部地球物理研究, 四川地质, 1986年物化探专辑。

侵位之时,层状堆晶杂岩的侵位活动,使地壳受到热膨胀而使陆壳成穹。

攀西裂谷发展过程中,在层状堆晶杂岩的侵位以后,曾有一度岩浆活动处于相对平静时期,到晚二叠世岩浆活动再度掘起,最先侵位的是霓霞钠辉岩、霓霞岩、霞石正长岩等浅成岩浆活动沿轴部纵(拱)张裂隙侵位,铷锶初始比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7078$)证明,岩浆来源于受陆壳轻度混染了的中位岩浆房, K、Na 交代作用使陆壳强烈拱张而导致陆壳破裂和火山作用。

如前所述,岩浆深成作用过程的动力学特点是以地幔上涌所引起的垂直上升力为主,使地壳整体抬升(亦称为箱状抬升),在其肩部产生扭性断裂,岩浆首先在这里冲开缺口呈零星中心式爆发,以东川和龙舟山两地的霞石碱玄岩为代表,均以集块岩为主,夹火山角砾岩或凝灰质熔岩^[4],表现了临喷阶段的岩浆具有高液压和高气压特点。随着火山喷发作用向面型扩展,沿基底早先形成的脆性菱形网络与二次拱张的经向深大断裂交汇点,呈多中心式喷发(图1),然后渐变为裂隙溢流。从多中心式爆发到面型溢流形式的转化,示踪着岩浆能量的衰减,并在壳内低阻层内停滞,形成中位二次岩浆房,其埋深为8—27km。陆壳间歇性引张和幔源岩浆脉动性补给,导致幔源岩浆与壳内二次岩浆房的岩浆交替喷溢,形成岩脉韵律旋迴。

攀西裂谷轴部高穹区的二滩处于地幔升流的中心部位,岩浆来源深,所以二滩碱性橄榄玄武岩和辉斑玄武岩含Cr高(638—1110ppm)^①, MgO含量高(12.35%), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值低(0.7060, 据梅厚钧1986)。而其四周的溢流玄武岩的岩浆主要来源于壳内二次岩浆房,含Cr低(52—183ppm), MgO含量低(3.75—6.73%), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值高(0.7090)。同时与Cr元素伴生的V、Ni、Co等元素也同步升降,显示了中心式环状对称分带性特点。

3. 次火山穹窿与碱性岩浆活动

随着穹状隆升作用的不断增强,二次岩浆房不断向上运移,当压力降低到 $5 \times 10^8 \text{Pa}$ 时,液体不混溶性分离作用(Ringwood, A. E. 1975)^[4],使Na、F、Cl、P、CO₂、Ba、Zr、Rb、Sr、Nb、Ta、Zn、H₂O等碱质元素、挥发分及LREE向液相中富集,形成具有高度动力能的碱性岩浆,向上顶蚀,侧向扩熔,同化混染陆壳围岩,形成壳幔高度混合的碱性岩浆($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7106$)^[5],并极度向轴部高穹区运移,形成次火山穹窿。攀西裂谷碱性岩浆活动,集中分布于攀枝花、西昌、冕宁等地隆起带轴部,呈串珠状分布,以渡口幔隆地区岩浆活动深成侵位最早(373Ma)^[6],火山喷发活动结束最晚(<210 Ma)^[6],成为本地区最主要的幔源岩浆及壳幔混合岩浆上侵和火山喷发活动的通道。菩萨崖古火山口复合火山-深成环状杂岩体正位于次火山穹窿体的中心部位,岩浆的混合和混染作用极其明显^[6]。壳幔混合的碱性岩浆同化混染早先侵位的基性层状侵入体,形成二长质混染岩浆,再经岩浆结晶分异,形成混染质歪碱正长岩→英碱正长岩→A型花岗岩,以及似斑状歪碱正长岩→英碱正长岩→菱长斑岩→碱流岩等分异系列^[6]。野外地质剖面上,可以直接观察到剥露地表的次火山穹窿体,被覆盖于菱长斑岩-碱流岩之下,似斑状粗面结构的英碱正长岩,成为火山颈相,估计次火山穹窿体的剥蚀深度为3—5km。

攀西地区壳下裂谷垫,壳内的壳幔混合质透镜体,菩萨崖古火山复合火山-深成环状杂

① 刘林、沈发奎等,1986,攀西裂谷火成岩岩石组合,裂谷研究队内部出版。

岩体三者在垂向上的叠置,正显示了与地幔柱和热点有成因联系的主动裂谷特点。岩浆活动强度和碱度都以热点为中心向四周呈递减的趋势,表现了中心强,外围弱,中心岩浆来源深,四周岩浆来源浅的特点。

由陆壳破裂到次火山穹窿形成之时,岩浆碱度复又增高趋势,赖特指数($A \cdot R$)由1.46增高到4.9,里特曼指数(σ)由3.43增到4.09,再次验证了碱性玄武岩浆的成因与穹窿构造有一定的成因联系。

三、岩浆岩时空变异特征及其成因

(一) 构造控岩因素及岩浆源

岩石圈穹窿→陆壳穹窿→次火山穹窿的发展演化阶段,岩浆活动由深成幔源($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034 \sim 0.7048$)→中浅成幔源受陆壳轻微混染($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7062$)→超浅成壳幔混合源($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7106$)逐渐演化^{[5][6]}。

有大量资料可以证明^[2],海西期的基性-超基性层状侵入体和峨眉山玄武岩的下部岩系属低位岩浆房的幔源玄武岩浆活动产物;峨眉山玄武岩系的上部安粗-安山岩、橄榄粗安岩、石英粗面岩等属中位(壳内)岩浆房内的幔源受陆壳轻微混染的岩浆活动产物^[2];印支期的碱性岩类属高位岩浆房内的壳幔混合岩浆活动产物^[8]。

(二) 岩浆分异趋势

将攀西裂谷岩浆岩类成分点投影于 R_1R_2 玄武岩类四面体分类命名图上(图3),可以看到,穹窿构造发展演化的各个阶段的岩浆活动性质具有不同的岩浆分异趋势和岩浆演化径迹。

1. 岩石圈穹窿——肯尼迪分异趋势^[9]

岩石圈穹窿阶段的层状侵入体及早期喷发的东川碱玄岩和碱性环状杂岩的岩浆源,来源于低位二次岩浆房,平衡矿物共生组合类型:基性-超基性层状侵入体的早期堆晶矿物都是以镁橄榄石、含钛普通辉石为主;东川碱玄岩系和碱性环状杂岩是以透辉石、含霓次透辉石、霞石为主的矿物共生组合^[7],无斜长石,均属压力为 $13-18 \times 10^8 \text{Pa}$ 条件下的玄武岩浆结晶分离产物^{[4][8]},其成分点投影于图3热界面($R_1-R_2=0$)的左上侧,幔源玄武岩浆随着地壳成穹作用增强,标准Ne分子含量增高(由层状侵入体的3%,递增到霞石碱玄岩的17%),岩浆分异趋势朝玄武岩类四面体的Ne角运移,属肯尼迪分异趋势型^{[2][8]}。

2. 陆壳穹窿——库姆斯分异趋势^[9]

陆壳成穹—陆壳破裂阶段的峨眉山玄武岩系,具多旋回的喷发韵律,说明具有不同源地的岩浆源交替喷、溢的特点。橄榄辉斑玄武岩属低位岩浆房直接喷发产物;具有斜长石斑晶的中长玄武岩—橄榄粗安岩—安粗玄武岩等属壳内不同层次的二次岩浆房内经结晶分离作用的岩浆喷发产物,其成分点投影于图3的热界面左右两侧,岩浆分异趋势随着普通辉石,斜长石的分离结晶作用,岩浆成分朝 SiO_2 弱饱和方向运移,压力 $<10 \times 10^8 \text{Pa}$ ^[4],属库姆斯趋势型^[8]。

3. 次火山穹窿——跨式B-II型分异趋势

次火山穹窿阶段的碱性火山岩及歪碱正长岩—英碱正长岩—A型花岗岩分异系列,属高位岩浆房内的壳幔混合岩浆活动的产物,岩浆成分显示了高 SiO_2 (62~74%),低MgO

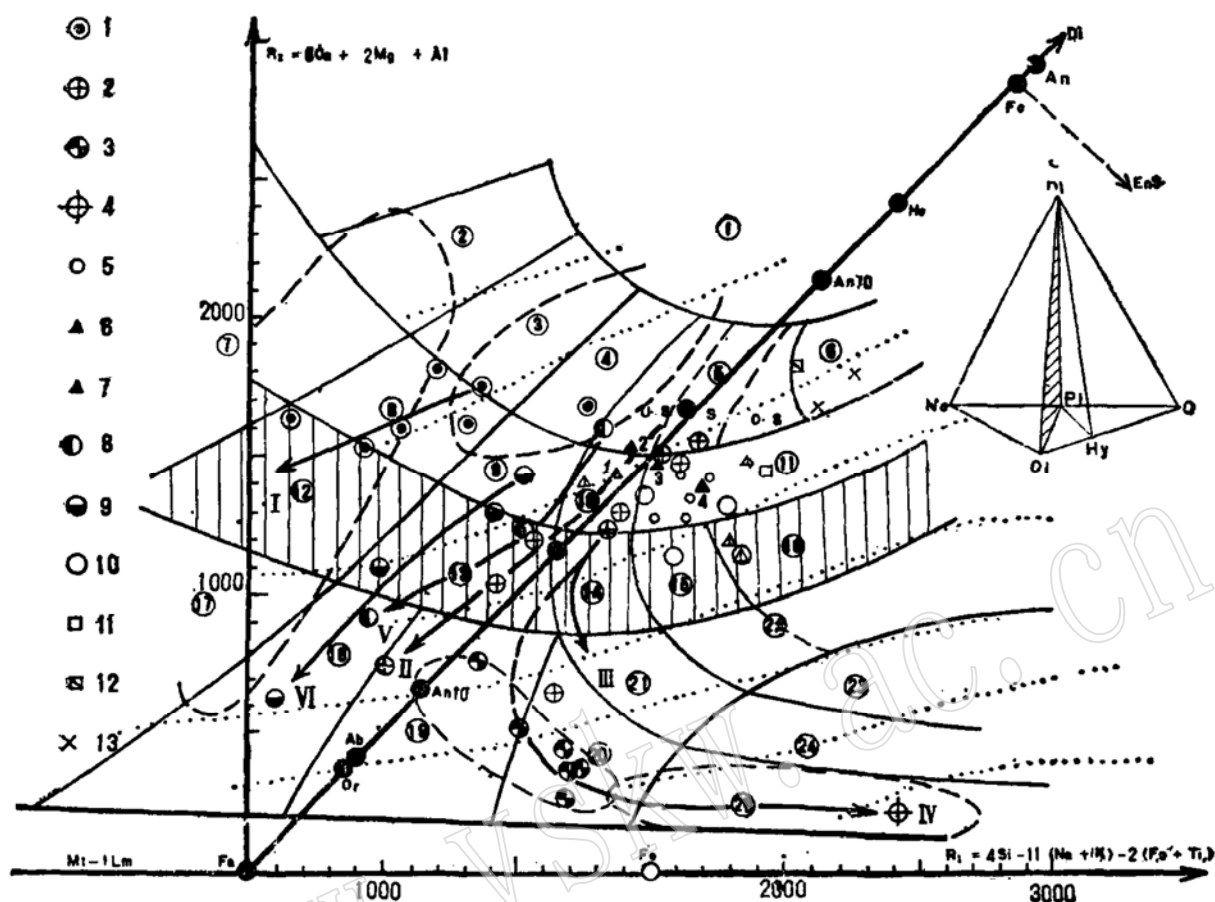


图3 攀西裂谷火山岩 R_1R_2 图解(据H. Dela Roche的玄武岩类四面体 R_1R_2 分类命名图, 1980)

Fig.3 Diagram of volcanic rocks of the Panxi Rift

1—东川碱玄武岩; 2—峨眉山玄武岩; 3—碱性火山岩;
4—A型花岗岩; 5—贵州高原玄武岩; 6—峨眉山玄武岩平均成分点
(1西带; 2中带; 3东带; 4 贵州);

7—贝加尔裂谷玄武岩⁽⁷⁾; 8—澳大利亚Hy—标准矿物碱性玄武岩分异系列成分点⁽⁸⁾;

9—新西兰Ne—标准矿物碱性玄武岩系列成分点⁽⁹⁾;

10—哥伦比亚玄武岩成分点⁽¹⁰⁾;

11—大陆裂谷拉斑玄武岩平均成分点(据K.C. Condie 1976);

12—大洋拉斑玄武岩成分点; 13—卡鲁拉斑玄武岩成分点⁽¹¹⁾

I 箭头—东川碱玄武岩分异系列演化线;

II 箭头—攀西裂谷西带峨眉山玄武岩分异系列演化线;

III 箭头—攀西裂谷东带峨眉山玄武岩分异系列演化线;

IV 箭头—攀西裂谷中带双峰式火山岩套演化线;

V 箭头—澳大利亚碱性玄武岩分异系列演化线;

VI 箭头—新西兰Ne—标准矿物碱性玄武岩分异系列演化线岩石分类命名格子编号及岩石名称

①苦橄质的; ②黄橄玄武岩; ③碧玄武岩; ④碱性玄武岩; ⑤橄榄玄武岩(U, S硅不饱和区; S硅饱和区; O, S硅过饱和区); ⑥拉斑玄武岩; ⑦霞岩; ⑧碱玄武岩; ⑨中长玄武岩; ⑩安粗玄武岩; ⑪安山玄武岩; ⑫霞石碱玄武岩; ⑬橄榄粗安岩(粗面安山岩); ⑭安粗岩; ⑮安粗玄武岩; ⑯安山岩; ⑰响岩; ⑱粗面响岩; ⑲粗面岩; ⑳石英粗面岩; ㉑石英安粗岩; ㉒英安岩; ㉓流纹英安岩; ㉔流纹岩; ㉕碱性流纹岩

阴影区为中性岩带

(0.6~1.66%), Cr 26.5 ppm、Ni 21.5 ppm。矿物共生组合具有相不平衡的特点^[6],除了含橄榄石、钛普通辉石、钛磁铁矿、钛普通角闪石等包裹体外,岩浆结晶矿物有含霓铁辉石、霓辉石、霓石、钠铁闪石、歪长石、反条纹长石、正长石、钠长石(中等有序到完全有序)^[6]、石英等。说明幔源基性岩浆与壳源酸性岩浆及幔源低压分异的酸性岩浆的混合作用破坏了均一的、均匀的结晶系列和结晶过程,导致相不平衡作用的产生。碱性岩类的成分点投影于图3四面体热界面的右下侧,其群点在成分上、时间序列上都与早期的基性岩类群点间有明显的间断,显示了双峰式特点^[2]。该类岩浆岩仅分布于裂谷带轴部高穹区,与低压($<5 \times 10^8 \text{ Pa}$)^[4]含水开放的氧化环境有成因联系,岩浆分异趋势属跨式B—II型^[9]。

攀西裂谷三个阶段的构造—岩浆活动演化序列,第一阶段的岩浆岩类属幔源镁铁质岩浆系列;第二阶段的岩浆岩类属幔源—壳源过渡类型岩浆系列;最后阶段的岩浆岩类属壳幔混合的长英质岩浆系列。镁铁质和长英质两个岩浆系列之间在成分上和时间序列上的间断,显示了非单向连续分异的特点^{[2][6]},并导致Cu、Co、Ni、Cr、Pt、Fe、Ti、V等元素向镁铁质岩浆系列汇聚富集成矿;Pb、Zn、Au、Ag、Mo、U、Th、Nb、Ta、Zr、P、F等元素向长英质岩浆系列汇聚富集成矿。

(三) 岩浆岩地球化学变异特征

1. 常量元素及碱度的变异性特点

在封闭条件下岩浆的碱度随地壳成穹作用的幅度增大而碱度增高,酸度降低。由小型基性—超基性岩体→层状侵入体→临喷阶段的碱玄岩和碱性环状杂岩,Na₂O由0.4%→2.43%→3.22%递增;K₂O由0.75%→0.95%→2.62%递增;P₂O₅由层状侵入体的0.69%—碱玄岩增为1.52%。

开放条件下岩浆的碱度随陆壳破裂作用的增强而递减,酸度递增。Na₂O由3.22%(碱玄岩)递减为2.7%(峨眉山玄武岩);K₂O由2.62%递减为1.28%;SiO₂由42.03%递增为48.41%。由于陆壳破裂,火山喷气,挥发分的散逸,P₂O₅的下降趋势更为明显,由1.52%(碱玄岩)降为0.25%(峨眉山玄武岩)。

陆壳破裂一次火山穹窿发展阶段,表现为碱度和酸度同步增长趋势,SiO₂由峨眉山玄武岩的48.41%,到碱性火山岩及复合火山—深成环状杂岩突变为62—73%;Na₂O由2.7%→5.54%→5.62%递增;K₂O由1.28%→2.89%→4.08%递增^①。赖特碱度值(A·R)和里特曼指数(σ)均增高。

2. 稀土微量元素变异特点

稀土微量元素的富集和迁移,主要受液体不混溶性分离作用所控制。在低压条件下随着二次岩浆房中的结晶分离作用进程,稀土微量元素朝液相中富集。攀西裂谷中轴地带的岩浆垂向演化系列的Rb/Sr、K/Rb、La/Yb、Th/U比值和 ΣREE 都随层序年龄的变新而递增,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值也逐渐递增(0.7048→0.7090)^[6],说明大陆裂谷双峰式岩浆演化系列的成因具有幔源和壳源多种复合成因特点。

本区含霓石和少量石榴石的碱玄岩、霓石碱玄岩以及浅成侵入相的霓霞钠辉岩等低位幔源岩浆活动产物,其钾、钠含量和P₂O₅含量高,显示典型的强碱性岩浆特点,而其稀土元素

① 沈发奎,1989,攀西裂谷火山岩系某些成因特点的地球化学证据,地球化学,待刊稿。

丰度低 ($\Sigma\text{REE} = 62\text{--}83\text{ppm}$), La/Yb 比值低 ($5.8\sim 8.66$), 稀土配分型式显示轻稀土 (La--Tb) 富集, 重稀土平坦 (Dy--Lu)^[10], 而 SiO_2 弱饱和的峨眉山玄武岩的上部岩系 (斜斑和无斑隐晶的橄榄粗安—安粗玄武岩), 具有异常富的 TiO_2 (峨嵋 3.85%; 昭觉 3.79%; 贵州 4.15%), ΣREE 丰度较高 ($218\sim 266\text{ppm}$), La/Yb 比值高, 尤其贵州玄武岩高达 22.8。其原因众说纷纭, 笔者认为, 由于大陆裂谷玄武岩分异良好, 似长石类矿物的分离结晶作用和钾、钠含量, 受岩浆来源深度和压力条件所控制^[4], 深度和压力越大, 霞石含量越高。而稀土微量元素及挥发分的富集主要受低压条件下的液体不混溶性分离作用所控制, 富集于低压的岩相中。攀西裂谷是个拉张速度慢, 中途夭折的裂谷, 以演化时间长 (418—210Ma) 为特点, 中间尚有瞬时停顿 (阳新海侵), 有利于岩浆深源 (二次岩浆房内) 结晶分异, 裂谷发生、发展、演化时间越长, 岩浆分异作用越彻底, 其结晶相中 Ne 标准矿物分子含量越高, 而与其共存的液相 Q 标准矿物分子含量越高, 轻稀土、微量元素和不相容元素越富集。F·A·Frey 等曾总结了: 对于中性和长英质的碱性岩浆而言, 橄榄石、辉石和斜长石的分离结晶作用, 使残余熔体的 REE 和 SiO_2 含量增加, 尤其斜长石的分离作用的增强, 促使岩浆变得更富含 SiO_2 (响岩), 碱长石的分离作用, 使岩浆朝超碱性流纹岩组分演化^[11]。

Suzanne, Y. Wass (1980) 曾指出 Ti/V 比值 61—90 为大陆碱性玄武岩浆的特征值。攀西裂谷二滩玄武岩的 Ti/V 比值 53—91, 昭觉玄武岩的 Ti/V 比值 72—91。 TiO_2 含量是随碱度增高而增高 (Mason, 1967)。攀西裂谷由西向东玄武岩的 K、Ti 含量及大离子亲石元素 Rb、Ba、Th 等含量都有显著增高的趋势^[10], Ti 元素的富集作用同构造环境的稳定和地幔交代作用有关。攀西裂谷东侧贵州玄武岩具有异常高的 TiO_2 (平均 4.17%) 和较高的 Rb (35.7ppm)、Ba (334ppm)、Th (6.11ppm)^[10]。遍布云、贵、川三省的峨眉山玄武岩系的 K、Rb、Ba、Th 相对于 Sr 有富集的趋势^[2], (图 1)。Sr 相对于 Rb、Ba、K 具有明显的负异常^[2], 是地幔富集作用的标志, 地幔中大离子亲石元素的富集, 最可能是通过原始地幔或亏损地幔的交代作用来进行的 (Bailey, 1982; Roden 和 Murthy, 1985), 这就说明攀西裂谷构造—岩浆活动是以一个比较大的交代富集地幔的底辟上升为主动力的深部岩浆成因模式, 底辟中心位于康滇地轴的轴部高穹区——攀枝花地区, 而岩石圈的隆升范围应该是 $>500\text{km}$ 的直径。另一个地幔交代作用的证据是: 贵州泥盆纪时期侵位的金伯利岩是富含金云母相的高压熔体, 金云母对 K、Rb、Ba、Th 是高度相容的、而对 Sr 是不相容的, 所以攀西裂谷的地幔岩浆活动的初始熔融阶段就存在有含金云母矿物相的初生交代流体, 并且这种地幔交代作用由西往东逐渐增强, 指示着构造环境的变异性质, 西部趋向于大陆活动边缘, 东部趋向于板内稳定构造环境, 为寻找含金刚石的钾镁煌斑岩和金云母型金伯利岩明确了方向。

结 语

地幔交代作用和富集地幔的底辟上升为主动力, 是穹窿—火山型攀西裂谷的岩浆成因模式, 岩石圈穹窿—岩浆深成作用; 陆壳穹窿—岩浆浅成侵位活动和火山喷发作用; 次火山穹窿—超浅成岩浆活动和高穹区中心式碱性火山喷发作用的演化阶段是个连续递变的过程, 它有机地控制了岩浆源的深度、岩浆性质和演化特点, 还有效地控制了岩浆岩的时空分布特点, 它们既有同一源地的共性, 又有不同发展演化阶段的 P-T 控制条件和陆壳不同程度的同化混染作用特点。对攀西裂谷构造演化历史及其控岩、控矿的因果关系的深入研究和讨论将

有助于开拓找矿前景。

本文是在裂谷研究队“六五”期间,广大地质科技人员的辛勤劳动共同积累的丰富地质资料基础上撰写,还得到了中国科学院高能物理所杨瑞英,成都地质学院袁海华等同志的热情帮助和通力合作,骆耀南、周书枢、张光宗、韦译宇等同志曾一起参与了野外地质调查和室内研究工作,谨此一并致谢!

参 考 文 献

- 〔1〕 骆耀南,1985,中国攀枝花—西昌古裂谷带,中国攀西裂谷文集1,1-23,地质出版社。
- 〔2〕 沈发奎,1985,攀西裂谷火山岩组合类型及双峰式岩浆系列成因探讨,中国攀西裂谷文集1,137-157,地质出版社。
- 〔3〕 Le Bas, M. J., 1980, 碱性岩浆作用和陆壳隆起,《Proceedings of the Geologists' Association》Vol 91, Part 1/2, P33-38。
- 〔4〕 林伍德, A. E., 1981, 地幔的成分与岩石学,第一版,地震出版社, P69-100。
- 〔5〕 袁海华等, 1985, 攀西裂谷岩浆岩同位素地质年代学初步研究, 中国攀西裂谷文集1, 241-256, 地质出版社。
- 〔6〕 沈发奎, 1985, 攀西裂谷歪碱正长岩-姜长斑岩混染成因矿物学研究——兼论火山岩矿物成因系列, 中国攀西裂谷文集1, 160-172, 地质出版社。
- 〔7〕 格拉切夫, A. Ф., 1982, 地球裂谷带, 第一版, 地震出版社, 136-143。
- 〔8〕 卡迈克尔, I. S. E. 等, 1982, 火山岩石学, 第一版, 地质出版社, 327-340。
- 〔9〕 都城秋穗, 1981, 碱性火山岩的性质, 国外地质, 1981, 第8期, 1-13。
- 〔10〕 张云湘、骆耀南等, 1988年, 攀西裂谷——地质专报五, 构造地质地质力学, 第5号, 第一版, 地质出版社, 141-197。
- 〔11〕 Frey, F. A. 等, 1984, 超镁铁岩和镁铁岩的稀土元素地球化学, 地质地球化学, 1985, 增刊, 21-28。

A Discussion on the Tectonics—Magmatism of Panxi Rift and Their Genesis

Shen Fakui

(Research Team of Panxi Rift, Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province, Xichang)

Key words: Panxi Rift with the dome-shaped volcano pattern; alkali-magmatism; two-times magma chamber; a model of double-peaking magma association; magma source; mantle metasomatism

Abstract

Panxi Rift with the dome-shaped volcano pattern has undergone three evolutionary processes; the lithosphere dome by mantle bulge, the continental crust dome and the subvolcano-dome. With the dome structure developing, the magmatism gradually evolved from deep-seated mantle source, mid-

hypabyssal mantle source assimilated and contaminated by the continental crust to super-hypabyssal mantle source mixed with the crust. So we believe that there exist two-times magma chambers of lower, middle and high seats under the Rift during the developmental stage of the Rift with dome-shaped volcano pattern. The primary magma rising to the surface from the magma source had suffered stagnation, tractional crystallization and assimilative hybridization of the continental crust in chambers at different depths, therefore it might have produced different paragenetic association types of the equilibrium minerals and different trends of the magmatic differentiation. Panxi Rift belongs to undeveloped type but with longer evolutionary time. It has a geological history about 200 million years (418—210 Ma), evolving from the lithosphere dome by mantle diapir (O—S)—the continental crust dome (D—C)—the continental crust fracture (P)—the subvolcano dome (P_2 — T_1), and incurring Early Permian Yangxin transgressive. During short quiet periods of magmatic activity once occurring it would have conducted to the complete process of the crystallizing differentiation in the deep-seated magma source, the liquid-phase immiscible separation under the lower pressure condition ($<5 \times 10^8$ Pa) and the assimilating contamination by the continental crust, and finally, becoming "a model of double-peaking" magma association.

Emeishan basalts widely distributed over Yunnan, Guizhou and Sichuan Provinces are richer in K, Rb, Ba, Th than in Sr, which is the evidence of the mantle concentration. In Panxi Rift the magmatism can be traced back to the initial magmatic action, that is, it produced Guizhou phlogopite kimberlite in Devonian. The kimberlite is a product metasomated by the mantle with high-pressure phase phlogopite and initial fluid, which is the evidence of the mantle metasomatism. All these indicate that the tectonics—magmatism of Panxi Rift is the model of the deep magma genesis, the main motive power of which came from the rising diapir of a strong metasomatism—concentration mantle. Thus, Panxi Rift should be considered as a initiative type of Rift.