攀西地区的大地构造演化

II. 海西晚期至印支期的裂谷作用

从柏林　　黄开年

（中国科学院地质研究所，北京）

澄江运动（约 700Ma 前）结束了攀西地区中、晚元古代的造山历史．此后，攀西地区整体趋于抬升并遭受剥蚀成为所谓“康滇隆起”的一部分．元古代末，除磨盘山-攀枝花断裂和安宁河-昔格达断裂所围限的轴部地区外，古造山带[1]经受海浸，覆以浅海沉积，本文称为峡东群．

寒武纪至石炭纪，攀西地区反复地间歇性升降，康滇隆起两侧时而海浸时而海退．早二叠世的海浸广泛，仅古造山带轴部幸存狭窄的陆地[2]．川西、藏东地区在早古生代被认为是一地堑地垒系[3]，康滇隆起即位于该区之东．扬子地块的西南缘是一个大西洋型的被动大陆边缘．

海西早期，沿古造山带轴部发生了广泛的玄武岩浆的侵入活动，形成著名的层状辉长岩带和钒钛磁铁矿矿床．最近，有人提出，层状辉长岩的时代不是海西期而是前震旦纪[1)]．袁海华等也报道了红格辉长岩体 566 和 347Ma 的全岩铷锶等时年龄（见图 1 等时线 3 和等时线 4）[4]．然而，他们的数据点的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)p$ 比值相差很小，前者最多 0.1，后者最多 0.001．严格说来，这样的放射性计年数据不大可能给出可靠的等时年龄．叶晓英和曾宪教根据对接触变质作用和辉长岩体和围岩侵入关系的观察研究，论证了这些层状辉长岩体是海西期的[5]．他们的看法得到本文提供的层状辉长岩体全岩铷锶等时年龄的支持（见图 1）．在图 1 中，等时线 1 的置信度最高，给出的年龄和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值分别为 310.5Ma 和 0.70585．同时，从米易县城附近侵入辉长岩体的猫猫乡碱性杂岩体测得 294 ± 14Ma 的全岩铷锶等时年龄和 0.70576 的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值[6]．因此，有理由认为层状辉长岩体的时代是海西早期．

层状辉长岩体的主要元素化学成分以高的铁、钙、铝和钛含量以及低的硅、镁含量为特征，主要取决于斜长石、单斜辉石和钒钛磁铁矿这三种主要造岩矿物的实际组成．即使在不含矿的辉长岩中，钒钛磁铁矿的实际含量比例也超过5%．因此，岩相学鉴定的辉长岩的 SiO_2 含量一般也低于 45wt%，而超基性岩的 $Al_2O_3 \cdot CaO$ 和 $Na_2O + K_2O$ 含量也落入玄武岩的含量范围．在硅对碱图中，辉长岩的分析值大多落入碱性区．这种岩石化学的偏离显然是由于其母岩浆因分离结晶作用而使铁含量增高的缘故．所分析的辉长岩的 100Mg/Mg + Fe 值（即 M 值，下同）比幔源原生玄武岩浆的下界低得多．在已分析的辉长岩中，只有攀枝花岩体边缘相的细粒角闪辉长岩的 M 值接近原生玄武岩浆的下界（68）[7]，它落入硅对碱图的非碱性区．在 AFM 图上，所分析的辉长岩亦循拉斑玄武岩系的趋势线．

辉长岩 REE 配分型式总的特点是具显著的正 Eu 异常和 LREE 相对富集，并可分为两种类型：一种具很高的 REE，特别是 LREE 的丰度和相对程度的 REE，特别是 HREE 的分离；另一种类型的特点是 REE 丰度很低，REE 的分离程度也小．攀枝花岩体是第一种类型

本文 1986 年 7 月 30 日收到．

1）冯本智等，对攀枝花含矿岩体形成时代的新认识，1984．

的代表，其 Yb_N = 0.8—3.9， La_N = 7.6—21.6， $(La/Yb)_N$ = 2.4—6.9， $(La/Sm)_N$ = 0.9—1.1， $(Tb/Lu)_N$ = 2.4—4.2。 第二种类型可以米易青岗坪岩体为代表， La_N、Ce_N 为 8—15， Yb_N、Lu_N 为 2.1—3.7， $(La/Sm)_N$ = 4.4—5.6。由于所分析的辉长岩的M值较低，其 LREE 富集的配分型式可能是由母岩浆经一定程度的分离结晶产生的。我们认为，它们的原生岩浆在化学成分上应属拉斑玄武岩系，REE 的绝对丰度和分离程度类似于平均大陆裂谷拉斑玄武岩。层状辉长岩及少量碱性岩体的广泛侵入标志着研究区初始的裂谷作用。

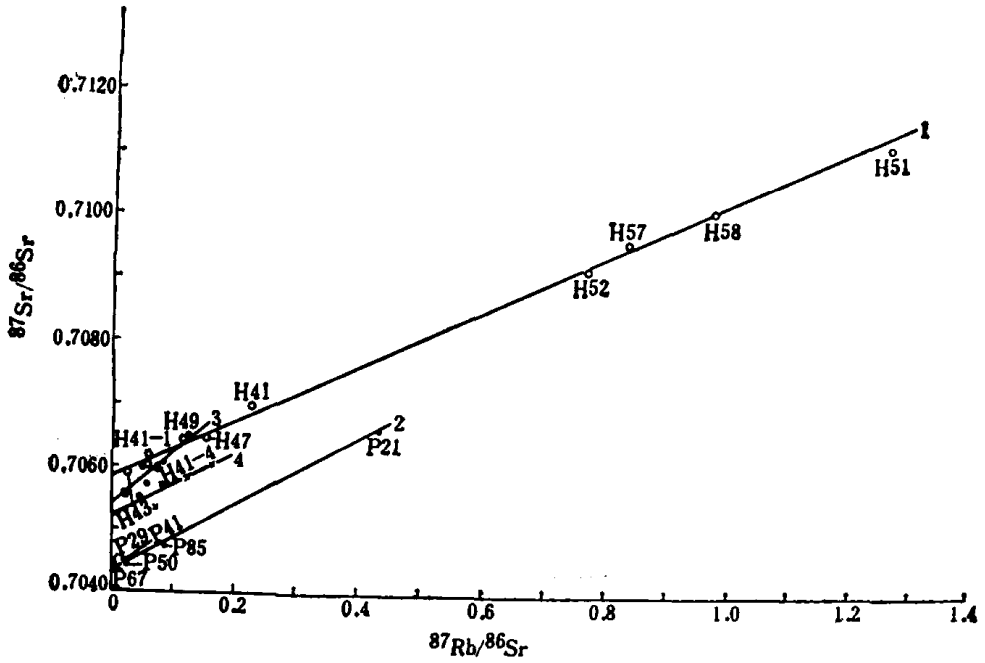


图 1　层状辉长岩体的全岩铷锶等时线(解释见正文)

二叠纪初，由于杨子地块西南缘的破裂而形成了狭窄的初始洋盆，称为古特提斯的北支。自晚二叠世开始，古特提斯板块北支俯冲于昌都微大陆之下。同时，消减大洋板块的西向牵引和地幔上涌加速了扬子地块西南缘的进一步张裂及玄武岩的广泛喷发。二叠纪玄武岩广泛分布于中国西南，复盖面积约 250000km²，习称峨眉山玄武岩[8]。最近，黄开年对峨眉山玄武岩的岩石学和地球化学特征及其形成的大地构造背景进行了综合研究[9]。

峨眉山玄武岩是典型的大陆溢流玄武岩。 可以分出三个岩区，即西岩区（盐源-丽江拗陷)、中岩区(康滇隆起)和东岩区(滇黔拗陷)。地层学的证据表明，在西岩区和东岩区的贵州西部，峨眉山玄武岩的喷发始于早二叠世末，在中岩区可能延续至三叠纪初。不过，主要的喷发期仍为晚二叠世。据现有资料，康滇隆起上的峨眉山玄武岩的 K-Ar 年龄为 219—237Ma，全岩 Rb—Sr 等时年龄为 211Ma。峨眉山玄武岩的厚度变化很大，可从几百米至五千多米。

在康滇隆起，峨眉山玄武岩主要沿大断裂分布。从岩石化学和矿物学看以拉斑玄武岩为主，但在西岩区及沿攀枝花断裂确有弱碱性玄武岩，东川地区已发现少量碱性至强碱性火山岩。和西岩区相比，中、东岩区的玄武岩低 MgO，高 TiO_2、K_2O 和 FeO^*，相容元素特别是 Cr 和 Ni 的丰度较低，但不相容元素较富集。除了几块 SiO_2 含量低于 45 wt% 的苦橄玄武岩标本外，已分析峨眉山玄武岩的M值比原生幔源岩浆的临界值低得多，说明大多数峨眉山玄武

岩的演化程度是较高的.

Honma 等[6]和黄开年[9]已讨论过峨眉山玄武岩的 Sr、Nd 同位素地球化学. 他们的结果是初步的,但对其岩石成因很有意义. 攀西地区的二叠纪玄武岩的 Rb/Sr 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_P$ 比值变化很大,碱性和拉斑玄武岩有明显差异. 大多数已分析的碱性玄武岩具较高的 Rb/Sr(0.1—0.2) 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_P$ (0.70896—0.71138) 比值. 已分析的拉斑玄武岩样品的 Rb/Sr 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_P$ 比值分别为 0.02—0.07 和 0.70512—0.71127. 米易县城附近的峨眉山玄武岩和辉长岩的εNd 和 εSr 值均略大于零,在 Sr-Nd 同位素相关图上,图点落在地幔阵列的右侧[6].

攀西地区的峨眉山玄武岩的 REE 丰度比西岩区的高, 富集 LREE, 配分曲线也陡些: La_N = 116.5—119.7, $(La/Lu)_N$ = 8—15.7, ΣREE = 126.5—194.7ppm. 但均未显示明显的 Eu 异常. 所研究的玄武岩具低的M值和富集 LREE 的强烈分离的配分型式,这可归因于其母岩浆经历过较高程度的分离结晶. 主体拉斑玄武岩浆可能来源于岩石圈地幔. 基于地幔岩模型的模拟计算表明,其源区的 REE 丰度高于球粒陨石值,且富集 LREE, 暗示源区曾受过地幔交代作用. 此外, 前述 Sr、Nd 同位素资料说明, 在其成因中还应考虑一定程度的地壳混杂.

必须强调,从峨眉山玄武岩中未探查出与消减有关的组分. 同时,毗邻三江地区近期的研究表明, 晚二叠世时, 拟议中的金沙江-哀牢山俯冲带的消减极性可能是向西的[3,10,11]. 因此, 峨眉山玄武岩形成于弧后扩张环境的主张是值得怀疑的. 基于对剩磁极性归属的新认识, 从不同地点测得的峨眉山玄武岩的几乎所有古地磁结果一致地将扬子地块在晚二叠世时置于很靠近赤道的南纬地区[9], 并且大多数相应的古地极位置与冈瓦纳大陆 220—240Ma 前的平均极[12]在统计上无显著差别, 这支持了扬子地块二叠纪时与冈瓦纳大陆相连的古地理复原[13]. 因此,峨眉山玄武岩的喷发可能标志着扬子地块与冈瓦纳大陆的分离[13].

海西期后,攀西地区的岩浆活动大大减弱. 到印支期,沿隆起轴部仅有一些花岗岩和碱性岩的侵位. 前者可以矮郎河花岗岩体为例, 它具 I 型花岗岩的矿物成分和化学成分特点. 后者包括红格和二滩等正长岩体以及渡口附近的务本碱性火山——深成岩体. 它们可能是印支-燕山期岩浆活动的产物. 正长岩往往与层状辉长岩体伴生并侵入后者. 二滩正长岩侵入峨眉山玄武岩. 务本岩体主要由弱碱性辉长岩、辉石正长岩、英辉正长岩、粗面岩和碱流岩组成,可能是由碱性岩浆经高度分离结晶衍生的[14].

经早、中三叠世的隆升和剥蚀之后,攀西地区进入了一个以断陷为特征的阶段, 可能是地幔上涌衰减的表现. 晚三叠世初期的沉积限于攀枝花断裂带附近, 以粗碎屑岩为主且厚度巨大, 构成断陷型磨拉式建造(丙南组)和含煤断陷型磨拉式建造(大荞地组). 侏罗-白垩纪时, 沉积盆地扩大,聚集了巨厚的含膏盐红层建造,在扬子地块西部形成著名的滇中、西昌、会理等中生代红层盆地. 这些盆地三叠纪、侏罗-白垩纪的演化类似于 Hoffman 等提出的拗拉槽或夭折裂谷盆地演化的地堑、下拗阶段[15].

丙南组是一套由冲积扇砾岩、山区辫状河流和干盐湖沉积组成的复杂沉积层系, 形成于 NNE 向的箕状断陷盆地中, 受攀枝花断裂的控制. 沉积作用具非补偿和初始裂谷盆地的特点[16]. 覆于丙南组之上的大荞地组厚逾 2000m,沉积速率高于西侧盐源拗陷和东侧西昌-会理盆地的同时沉积. 其下部由粗粒砂岩类泥岩和煤层组成,上部主要为巨砾岩和粗砾岩,沉积相也相应地由下部的山区辫状河道演变为上部的冲积扇. 砾石粒径也由下向上增大. 这种具双层结构的沉积层系是火山活动微弱的现代大陆裂谷沉积作用的特征[17], 和裂谷盆地边界断层

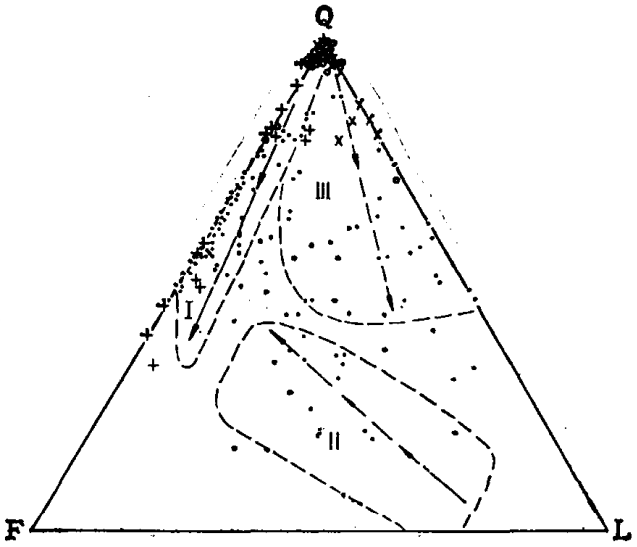


图 2　上三叠煤系中砂岩成分的 QFL 图

(据 Dickinson & Suczek[21])

I. 大陆块物源区；　II. 岩浆弧物源区；　III. 二次旋回造山带物源区. 空心圆代表大荞地组底部砂岩，实心圆代表底部以上砂岩. 斜十字代表西昌-会理盆地砂岩，正交十字代表盐源拗陷砂岩

的两阶段活动有密切关系[18]. 与盐源拗陷和西昌-会理盆地相比，大荞地组的砂岩以含少量凝灰质碎屑的岩屑杂砂岩和长石杂砂岩为主[19]，成分成熟度和结构成熟度很低. 底部砂岩的碎屑成分多为石英，向上岩屑和长石碎屑的比例增加，反映初始地形起伏较小，其后断陷加剧，起伏增大，沉积速率增加(见图 2)[20]. 利用 Dickinson 和 Suczek 判别物源区的砂岩成分 QFL 三角图进行判析[21]，大荞地组的沉积物可能来源于部分被沉积盖层覆盖的基底片麻岩和花岗岩断隆，沉积盆地的相关构造背景为初始裂谷.

根据古水流和沉积相的分析，丙南组和大荞地组沉积的盆地充填方式相当于 Miall 的冲积盆地充填方式的第六型[22]，受地堑构造的控制. 不同之点是，由于一侧强烈沉陷，所研究盆地在剖面上呈箕状[16,18].

综上所述，海西晚期-印支期沿古造山带轴部即康滇隆起轴部形成并发育了大陆裂谷，并且是在被动大陆边缘上发育的主动裂谷.

参　考　文　献

[1] 从柏林、张儒瑗，科学通报，**32**(1987)，10：763—767.

[2] 从柏林、赵大升、张雯华、张兆忠、杨美娥，地质科学，1973，2：175-195.

[3] 候立伟、傅德明、戴丙春、肖一，青藏高原地质文集，地质出版社，1983，69—106.

[4] 袁海华等，中国攀西裂谷文集(张云湘主编)，地质出版社，1985，241—259.

[5] 叶晓英、曾宪教，同上，119—136.

[6] Honma, H., Masumoto, Y., Liu Binguang & Cong Bolin, in *Geology of the Panxi Region, Sichuan Province, Southwest China* (published by the co-operative geological group of Japan and China in the Panxi region), 1986, 235—242.

[7] Frey, F. A., Green, D. H. & Roy, S. D., *Jour. of Petrol.*, **19**(1978), 463—513.

[8] 林建英，科学通报，**30**(1985)，12：929—932.

[9] 黄开年，博士学位论文，中国科学院地质研究所，1986.

[10] 周祥、曾佑功，西藏地质，创刊号 (1985)，33—43.

[11] 胡世华、罗代锡、李开元，青藏高原地质文集(第 13 集)，地质出版社，1983，107—128.

[12] Irving, E., *Nature*, **270** (1977), 304—309.

[13] Lin, J. et al., *Nature*, **313**(1985), 444—449.

[14] 从柏林、张儒瑗，岩石学报，**1**(1985)，49—67.

[15] Dott, R. H. et al. (eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimemation*, Soc. Paleot. Mineral. Spec. Pub., **19** (1974), 38—55.

[16] 何起祥、杨顺等，中国攀西裂谷文集(张云湘主编)，地质出版社，1985，258—274.

[17] Грачев А. Ф., *Рифтовые Зоны Земли*, Ленинград Недра, 1977.

[18] Neamanu, E. R. & Ramberg, I. B. (eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1978, 351—366.

[19] 王文远等，攀西古大陆裂谷的形成和演化(从柏林主编)，第四章，科学出版社(出版中).

[20] 中国科学院地质研究所编，1981 届硕士学位论文集，科学技术出版社，1984，91—121.

[21] Dickison, W. R. & Suczek, C. A., *AAPG Bull.*, **63**(1979), 2164—2182.

[22] Miall, A. D. (ed), *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*, **23**(1981).