

滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回： 岩浆活动记录和深部过程讨论

Wilson Cycle of the Paleo-Tethyan Orogenic Belt in Western Yunnan; Record of Magmatism and Discussion on Mantle Processes

张 旗 周德进 赵大升
Zhang Qi, Zhou Dejin and Zhao Dasheng

(中国科学院地质研究所 北京 100029)
(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*)

彭兴阶 罗万林^{*} 刘祥品
Peng Xingjie, Luo Wanlin and Liu Xiangpin

(云南省地质矿产局第三地质大队 大理 671000)
(*Third Geological Team, Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province, Dali, 671000*)

摘 要 滇西古特提斯造山带威尔逊旋回的岩浆活动记录保存在昌宁-孟连带和金沙江-哀牢山带及其周围地区。在大陆拉张阶段, 思茅地块之下的大陆岩石圈地幔是明显亏损的, 指示它已经历过一次或几次部分熔融事件。洋盆阶段的 MORB 源于强烈亏损的大洋岩石圈地幔源区, 但与地幔柱发生广泛的混合作用, 与现代印度洋脊下的大洋岩石圈地幔相似。从俯冲阶段到碰撞阶段, 大陆地幔则变得越来越富集。文中还讨论了滇西古特提斯大陆岩石圈地幔和大洋岩石圈地幔的性质以及大陆岩石圈地幔转化为大洋岩石圈地幔的过程, 推测板块扩张的起因可能与下地幔的活动有关。

Abstract It is discovered that the magmatic activity records on Wilson cycle from Paleo-Tethyan orogenic in western Yunnan are well preserved in Changning-Menglian and Jinshajiang-Ailaoshan suture zones

• 本文 1995 年 2 月 19 日收到, 1995 年 5 月 10 日改回。

本文为国家自然科学基金资助的项目成果之一。

第一作者简介: 张旗 男 57 岁 研究员 岩石学专业

•• 现在通讯地址: 昆明市云南省劳动厅矿山安全处, 650021.

and their surrounding areas. In continental extensional stage, the continental lithospheric mantle (CLM) under Simao Massif was distinctly depleted in ϵ_{Nd} , showing that the CLM has undergone one or more events of partial melting. It may indicate that there is not old crystalline basement under Simao Massif during the Paleo-Tethyan. The MORB was derived from strongly depleted oceanic lithospheric mantle (OLM) in the oceanic basin stage here, but the mixing of plume with depleted asthenospheric mantle was extensive and similar to that of recent OLM under the Indian Ocean ridge. The mantle became more enriched in Nd isotopes from subduction stage to collision one. In the paper the authors also discuss the characteristics of CLM and OLM and transform process from CLM to OLM in Paleo-Tethyan orogenic belt in western Yunnan and suggest that the spreading of plate is probably caused by action of the lower mantle material at first.

主题词 滇西 古特提斯 威尔逊旋回 岩浆活动 深部过程

Key Words: Western Yunnan; Paleo-Tethys; Wilson cycle; Magmatism; Mantle process

分类号: P542.4; P588.1

Classific. code: P542.4; P588.1

1 前言

一个造山带的威尔逊旋回包括从大陆裂开→洋盆扩张→板块俯冲→陆壳碰撞四个阶段。威尔逊旋回最早是由加拿大学者 Wilson 于 1968 年提出来的 (见米契尔等 1981), 以此来解释洋盆张开和闭合的历史, 恰当地描述了板块构造的演进过程。

岩浆活动是地球表面及浅部最活跃的事件。岩浆的种类和成因是多种多样的, 受各种因素控制, 其中最重要的是构造环境对岩浆性质的制约 (米契尔 1981)。岩浆活动, 尤其是基性-超基性岩浆活动, 反映了地幔中发生的过程, 是地球内部各圈层相互作用的产物。因此, 对一个造山旋回中不同阶段岩浆性质的研究, 不仅有助于反演一个地区随时间演化的地幔活动状况, 还有利于追索板块边界的性质, 了解岩浆源区的物理和化学变化以及壳幔演化过程。

滇西古特提斯造山带威尔逊旋回的岩浆记录, 不仅表现在镁铁-超镁铁岩中 (张旗 1992), 也表现在火山岩 (赵大升等 1993) 和花岗岩 (陈其琛 1993) 上面。这样完整的记录在世界各造山带中是不多见的。下面综述本区威尔逊旋回各阶段岩浆活动 (着重镁铁-超镁铁岩) 的特征, 并对其成因及所反映的深部过程作一初步的讨论。

2 滇西古特提斯威尔逊旋回的演化

滇西古特提斯已鉴别出三条古缝合带, 即: 昌宁-孟连缝合带, 金沙江-哀牢山缝合带和甘孜-理塘缝合带。滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回在上述三个带中均有所表现, 但以金沙江-哀牢山带保存最完好 (张旗等 1992)。甘孜-理塘缝合带主要出露在四川西部, 莫宜学等 (1993) 已有详细研究, 本文不拟赘述。

2.1 金沙江-哀牢山带

在金沙江一带, 大陆拉张阶段大约出现在晚泥盆世至早石炭世期间 (从柏林等 未刊)。在

该带与这个阶段有关的岩浆活动分布很广,包括玄武岩和镁铁-超镁铁质侵入岩两类:

(1) 玄武岩类,如墨江县的五素玄武岩(早石炭世,据周德进等 1992)和德钦县霞若乡玄武岩(早石炭世,吴浩若 1993)(图 1)。早石炭世的板内火山岩以玄武质岩石为主,在五素有少量安山玄武岩、流纹岩和火山碎屑岩。霞若乡玄武岩呈岩流产出,经构造挤压,局部呈透镜状,夹在灰岩、硅质岩及浊积岩中。

(2) 镁铁-超镁铁质侵入岩类,如弥渡县金宝山岩体、金平县白马寨岩体及墨江县大龙凯岩体等,它们分别侵位在泥盆纪、奥陶纪和石炭纪地层中,其确切的时代不清楚,通常认为是晚古生代的。该类岩体通常属于分异的小侵入体类型,由橄榄岩、辉石岩和辉长岩组成,具堆晶结构,层状构造(张旗等 1992)。

金沙江蛇绿岩出露在德钦-奔子栏公路上的白马雪山、书松和共卡一带以及共卡之南霞若乡的吉义独地区(图 1)。共卡蛇绿混杂岩中的灰岩块体时代不同,可从晚石炭世到晚二叠世。硅质岩中放射虫时代为早二叠世到晚二叠世(孙晓猛等 1994)。哀牢山蛇绿岩以双沟出露最好。蛇绿岩呈岩片产出,较大的岩片由底部变质橄榄岩、中部辉长-辉绿岩以及上部玄武岩三部分岩石单元组成(张旗等 1988)。双沟辉长岩中单斜辉石给出的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄为 $339.2 \pm 13.9(2\sigma)\text{Ma}$,辉绿岩中闪长岩脉的锆石 U-Pb 下交点年龄为 255.8Ma (Zhang et al. 1994)。上述有限的同位素年龄资料大体限定了哀牢山洋盆的时代。看来,洋盆打开的时间在早石炭世至早二叠世,南部洋盆打开略早于北部。

大约在晚二叠世时洋盆向西俯冲,与此有关的活动陆缘火山岩出露在墨江雅轩桥一带。雅轩桥组火山岩厚约千余米,为玄武岩-安山岩-英安岩组合。该套火山岩可分为上、下两段,中间被几百米厚的砂、页岩隔开。下段含晚二叠世化石,而上段玄武岩全岩 K-Ar 定年给出早三叠世的年龄($232 \sim 241\text{Ma}$,周德进等 1992)。

洋盆闭合的时间不详。在白马雪山,晚三叠世甲丕拉组不整合覆于蛇绿混杂岩之上,在哀牢山带晚三叠世一碗水组红层不整合盖在蛇绿岩之上,预示威尔逊旋回的演化进入了碰撞阶段。绿春-元阳一带的晚三叠世高山寨组火山岩属于这个阶段。该类火山岩包括玄武岩、安山玄武岩、钾玄岩、英安岩和流纹岩,但安山岩较少,显示双峰式的特征。

2.2 昌宁-孟连带

昌宁-孟连带蛇绿岩以云县铜厂街为代表,由蛇绿岩、洋岛环境的玄武岩和辉长岩以及原地和外来岩块组成。蛇绿岩部分已经历了绿片岩相变质作用,地幔橄榄岩已全部蛇纹石化。昌宁-孟连洋盆拉开可能比金沙江-哀牢山洋盆更早(D_3-C_1 , Zhong et al. 1991)。在铜厂街辉长岩中角闪石的 K-Ar 等时线年龄为 $385 \pm 12(2\sigma)\text{Ma}$,孟连地区硅质岩中放射虫的时代有早石炭世、早二叠世和晚二叠世的(吴浩若等 1989)。

在保山地块内具板内拉张特征的火山岩是早二叠世的卧牛寺玄武岩(梁定益,个人通讯),显然与昌宁-孟连洋盆的拉张无关。迄今为止,我们未发现与昌宁-孟连洋盆拉张有关的陆内岩浆作用记录,也许是原来就没有这个记录,也许有记录而未保存下来,这仍是一个谜。

昌宁-孟连洋盆向东俯冲,与此有关的岩浆作用可分为三类:

(1) 基性-酸性火山岩。其时代主要是二叠纪的,有一部分可能是晚石炭世的。如德钦县西部的捕村-南佐岩带(P)和景谷-思茅岩带(C_3-P)。火山岩的岩石类型因地而异,在捕村

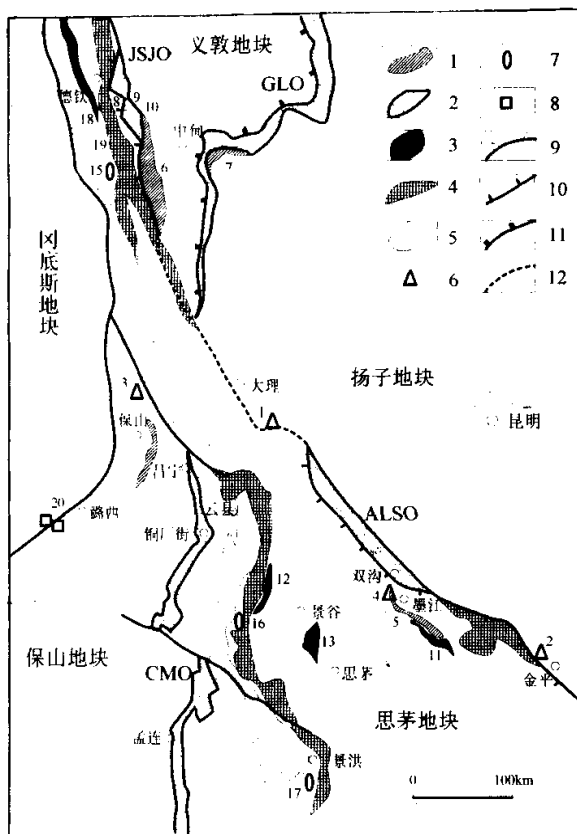


图1 滇西古特提斯镁铁-超镁铁质火山岩和侵入岩分布图

1. 与大陆拉张阶段有关的火山岩; 2. 蛇绿岩和洋岛火山岩; 3. 活动陆缘火山岩; 4. 与碰撞阶段有关的火山岩; 5. 临沧花岗岩 (与俯冲-碰撞阶段有关); 6. 与大陆拉张阶段有关的镁铁-超镁铁质侵入岩; 7. 与俯冲阶段有关的阿拉斯加型和橄辉岩-闪长岩型侵入岩; 8. 与碰撞阶段有关的义敦型岩体; 9. 昌宁-孟连缝合带 (箭头指示板块俯冲方向, 下同); 10. 金沙江-哀牢山缝合带; 11. 甘孜-理塘缝合带; 12. 推测断层。图中数字: 1. 弥渡县金宝山岩体; 2. 金平县白马寨岩体; 3. 保山市纸厂岩体; 4. 墨江县大龙凯岩体; 5. 墨江县五寨玄武岩; 6. 德钦县霞若乡玄武岩; 7. 中甸洛吉群玄武岩; 8. 保山卧牛寺玄武岩; 9. 白马雪山蛇绿岩; 10. 书松蛇绿岩; 11. 共卡蛇绿岩; 12. 德钦县楠村-南佐火山岩; 13. 景谷火山岩; 14. 思茅火山岩; 15. 墨江雅轩桥火山岩; 16. 维西县吉岔岩体; 17. 景谷县半坡岩体; 18. 景洪县南联山和帕冷岩体; 19. 德钦-维西岩带; 20. 云县-景洪岩带; 21. 绿春-金平岩带; 22. 德钦石棉矿橄辉岩; 23. 维西攀天阁橄辉岩; 24. 潞西三台山橄辉岩。其中1~8. 形成于板内拉张阶段; 9~11. 蛇绿岩; 12~18. 产于板块俯冲阶段; 19~24. 形成于板块碰撞阶段。ALSO. 哀牢山蛇绿岩带; GLO. 甘孜-理塘蛇绿岩带; JSJO. 金沙江蛇绿岩带; CMO. 昌宁-孟连蛇绿岩带

Fig. 1 Distribution of both Paleo-Tethyan intrusive and extrusive mafic-ultramafic rocks in western Yunnan

为玄武岩-安山岩-英安岩;在景谷是玄武岩和安山岩,而龙洞河组熔岩以英安岩和石英钠长斑岩为主,含少量玄武岩。

(2) 花岗岩。以临沧花岗岩为代表,岩体侵入在澜沧群中并被中侏罗统磨拉石不整合覆盖。全岩 Rb-Sr 等时线年龄主要集中在 279~297Ma (云南省地质矿产局 1990)。临沧花岗岩基的主要岩石类型是二长花岗岩,以 S 型为主,也有 I 型的。

(3) 中基性-超基性侵入岩,包括阿拉斯加型和橄榄岩-闪长岩型岩体。在临沧花岗岩基的东侧,出露有许多规模不大的长英质至超镁铁质的杂岩体,其中以花岗岩和闪长岩数量最多,辉长岩和超镁铁岩较少。不少人认为,在临沧花岗岩东面的澜沧江带存在混杂岩,还有的认为该带为板块结合带(李继亮 1988;云南省地质矿产局 1990;杨开辉等 1993)。据我们研究,该区不属于板块接合带(从柏林等 1993)。该带除花岗岩外,从闪长岩到橄榄岩,分别属于阿拉斯加型(如景谷县半坡岩体等)和橄榄岩-闪长岩型(如景洪岩带的南联山和帕冷岩体等,张旗等 1992),它们均是岛弧或活动陆缘火山弧根带的岩石,其形成与板块的俯冲作用有关。这两类侵入体大多侵位在二叠系地层中,部分岩体被印支期花岗岩侵入,推测可能是海西晚期-印支期侵入的(赵大升等 1991)。

在昌宁-孟连带及其周围地区,与碰撞阶段有关的火成岩记录包括:

(1) 双峰式火山岩。火山岩主要出露于昌宁-孟连带的东、西两侧。东侧包括滇西北地区的攀天阁组和崔依比组(中-晚三叠世);南段主要出露于云县-景洪地区,也是中-晚三叠世的(忙怀组、小定西组)。西侧为保山地块上的牛喝塘组(晚三叠世),潞西地区的南梳坝组(晚三叠世-早侏罗世)也属于这一类(图 1)。中三叠世火山岩以英安岩和流纹岩为主,而晚三叠世为玄武岩、安山玄武岩、玄武安山岩及粗安岩组合,流纹岩较少。

(2) 义敦型镁铁-超镁铁岩。义敦型岩体分布在德钦-维西和潞西两个地区,其组成岩石包括:地幔橄榄岩(方辉橄榄岩、二辉橄榄岩及纯橄岩)、堆晶橄榄岩和辉长岩、辉绿岩和闪长岩。在德钦-维西岩带,岩体侵入的最高层位为 T_3 崔依比组(张旗等 1992)。在潞西地区,岩体侵位在前寒武纪高黎贡山群、 T_3-J_1 南梳坝组和 K_2 红层中。产于 K_2 中的地幔橄榄岩可能是后期构造改造的结果,推测岩体是在 T_3-J_1 期间侵位的。

(3) 碱性(A型)花岗岩。A型花岗岩出露于保山地块上的镇康县木厂,其锆石 U-Pb 年龄为 217~254Ma, Rb-Sr 等时线年龄为 190Ma (陈其琛 1993)。

3 威尔逊旋回的岩浆活动记录

3.1 大陆拉张阶段

大陆拉张阶段出现的岩浆活动与陆壳下地幔热点或地幔柱的活动有关。

德钦霞若乡玄武岩呈岩流产出,经构造挤压,局部呈透镜状,夹在灰岩、硅质岩及浊积岩中。莫宣学等(1993)把霞若乡玄武岩归为准洋脊类型。霞若乡玄武岩富 Fe、Ti, 贫 Al (FeO^* 为 11.1%~13.2%, TiO_2 为 1.9%~2.7%, Al_2O_3 为 11.8%~13.9%), LREE 略富集(从柏林等 未刊)。野外产状和地球化学性质暗示其具板内玄武岩的特征,产于被动大陆边缘环境而非洋脊环境。洛吉群玄武岩的产出特征及化学成分与霞若乡玄武岩类似,只是二者的时代不同(张旗等 1992)。

墨江五素玄武岩产于早石炭世地层中,顶部夹少量流纹岩。五素玄武岩高场强元素(HFSE)的丰度和比值及REE分布样式与E-MORB相似,但Th/Ta比值(1.4~6.5)较高,暗示岩浆在上升过程中受到了陆壳物质的混染。五素玄武岩的Nd、Sr、Pb同位素比值较高, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为+9.1~+5.5, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为0.7050~0.7061, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (从柏林等未刊)。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值高指示来自亏损的地幔源区(图2); Sr、Pb同位素比值高,表明受到了陆壳物质的混染,也可能与源区本身富集放射性Sr和Pb同位素有关。

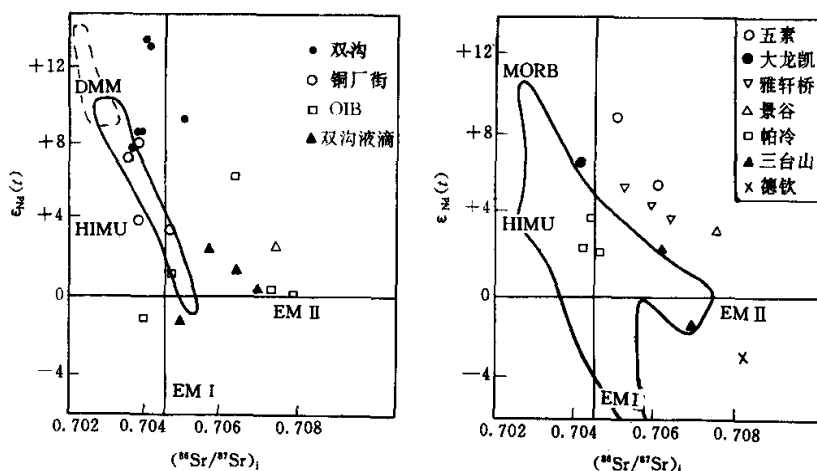


图2 滇西古特提斯不同环境镁铁-超镁铁质火山岩和侵入岩的Nd-Sr图

左图为蛇绿岩和洋岛玄武岩:双沟和铜厂街为蛇绿岩;OIB为洋岛玄武岩;虚线圈定的为北大西洋和太平洋MORB的分布范围;实线圈定的为印度洋MORB的分布范围(Mertzt et al. 1991);MORB(DMM)、HIMU、EMI、EMII分别代表亏损地幔端元、高 μ 异常地幔端元、第一类富集地幔和第二类富集地幔端元(Hart 1988)。右图为产于陆壳上的火山岩:在大陆拉张阶段有五素玄武岩和大龙凯橄榄岩;在俯冲阶段有雅轩桥玄武岩、景谷玄武岩和帕冷闪长岩-辉长岩;在碰撞后阶段有三台山玄武岩和德钦辉绿岩;实线圈定的为幔源岩石的分布范围(Wilson 1989)

Fig. 2 Nd-Sr diagrams of both Paleo-Tethyan intrusive and extrusive mafic-ultramafic rocks

from different tectonic settings in western Yunnan

大龙凯镁铁-超镁铁岩侵位在五素玄武岩中。大龙凯辉长岩和玄武岩的主元素、微量元素及某些微量元素比值很接近,二者应来自同一岩浆源。大龙凯橄榄岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=+6.7$,在五素玄武岩范围内(图2),也来自亏损地幔。

3.2 洋盆阶段

洋盆阶段的岩石组合包括蛇绿岩和洋岛(海山)火成岩组合两类。

3.2.1 蛇绿岩

位于昌宁-孟连北部的铜厂街蛇绿岩已经历了绿片岩相变质作用,变玄武岩为N-MORB

型的, $\epsilon_{Nd}(t) = +8.0(300\text{Ma})$, 指示来自强烈亏损的地幔源区。孟连地区的蛇绿岩片仅见几块枕状熔岩露头, 其地球化学特征与铜厂街玄武岩相似, LREE 亏损, 具 N-MORB 的特征, 但 $\epsilon_{Nd}(t)$ 较低且变化大, 从 $+7.3 \sim +3.3$ (图 2)。现已知道, 北大西洋和太平洋的 MORB 具有高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值, 但印度洋 MORB 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化大, 可从 0.5132 至 0.51255 (图 2), 认为是地幔柱与 MORB 混合所造成的 (Sun et al. 1975; Hamelin et al. 1986; Mertz et al. 1991)。昌宁-孟连 MORB 的样品大体投在印度洋 MORB 的范围, 看来, 昌宁-孟连洋盆大洋岩石圈地幔的特征类似于现代印度洋大洋岩石圈地幔, 而不同于北大西洋和太平洋大洋岩石圈地幔 (图 2)。

双沟蛇绿岩的玄武岩和辉绿岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 比值很高, 从 $+13.5 \sim +7.9$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值也相当高 (Zhang et al 1994), 与昌宁-孟连 MORB 接近, 可能与源区富放射性成因 Sr 有关。在 Pb-Pb 图中 (图 3) 双沟的样品投影在北半球参照线 (NHRL) 之上, 显示 DUPAL 异常的特征 (Zhang et al. 1994), 表明哀牢山洋盆具有南半球大洋岩石圈的性质, 与铜厂街蛇绿岩给出的信息一致。

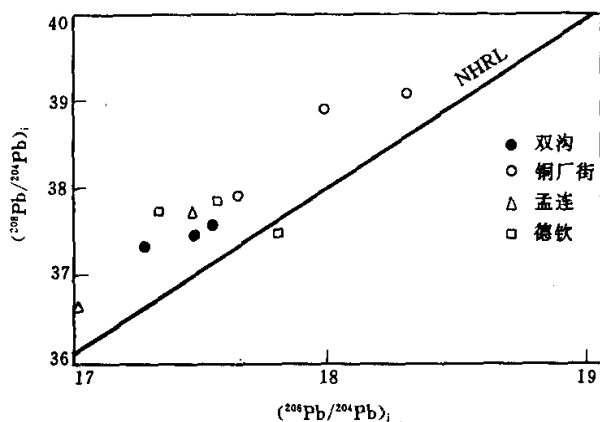


图 3 滇西蛇绿岩和洋岛玄武岩的 Pb-Pb 图

双沟、孟连和德钦为蛇绿岩; 铜厂街为洋岛玄武岩; NHRL 为北半球参照线 (Hart 1988)

Fig. 3 Pb-Pb diagram of basalts from ophiolites and oceanic islands settings in Paleo-Tethyan belt of Western Yunnan

3.2.2 洋岛火成岩组合

昌宁-孟连带内从北至南均存在洋岛火成岩组合。洋岛火成岩组合以玄武岩为主, 还包括苦橄岩、安山-玄武岩、火山屑碎岩、凝灰岩以及深成的辉长岩。在许多地方见中石炭统含燧和海百合茎的灰岩覆于玄武岩之上, 据此不少人认为该玄武岩是产于陆内裂谷环境的 (云南省地质矿产局 1990; 杨开辉等 1994)。与大陆溢流玄武岩相比 (如美国哥伦比亚河、印度德干高原、南美 Parana, 据 BVSP 1981; Menzies 1990), 孟连和铜厂街贫 K_2O (平均为 0.53%)

和 SiO_2 (平均 44.6%)。其上覆 $\text{C}_2\text{--P}_1$ 灰岩为缺少陆缘物质的海山碳酸盐岩台地(刘本培等 1991), 与夏威夷玄武岩形成的环境类似。铜厂街洋岛玄武岩和辉长岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值变化较大, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 $+6.3 \sim -1.0$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 为 $-4.8 \sim +17.5$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (55~60) 较高, 在 Pb-Pb 图中投在 NHRL 之上(图 3), 也显示 DUPAL 异常的特征(Zhang et al. 1994)。

3.3 俯冲阶段

火山岩主要是钙碱性的, 富集大离子亲石元素(K、Rb、Sr、Th、La) 和亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti), Th/Ta 为 2.7~13.9, LREE 中等富集, 表明产于具陆壳基底的活动陆缘环境, 而非洋内岛弧环境。雅轩轿火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 $+3.1 \sim +5.4$ (从柏林等 未刊), 帕冷岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 $+2.0 \sim +2.2$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 $0.7043 \sim 0.7050$ (图 2) (赵大升等 1991), 指示源于亏损的地幔。活动陆缘火成岩组合的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 较低, 可能受到来自消减带物质加入的影响, 此外, 在岩浆上升过程中也不可避免地有陆壳物质的混染, 因而, 后者的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 并不能代表消减带之上的思茅地块岩石圈地幔的同位素组成。

3.4 碰撞阶段

碰撞阶段是威尔逊旋回的最后也是最精采的一幕。该类火山岩包括玄武岩、安山玄武岩、粗安岩、英安岩和流纹岩, 但安山岩较少, 显示双峰式的特征。玄武岩和安山玄武岩的 REE 分布为 LREE 富集或强烈富集型的, $\text{Th} > \text{Ta}$, $\text{La} > \text{Ta}$, 云县小定西组玄武岩还显示从 Nb 到 Ta 亏损的特征, 指示存在陆壳混染的影响。该类玄武岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 较高(0.7094), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 较低(-0.4)。而流纹岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 更高, 在 0.719~0.734 之间, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均为负值($-5.4 \sim -27.5$)。Pb 同位素比值也较高, 在 Pb-Pb 图(赵大升等 1994) 中所分析样品的投影点均位于 NHRL 的上方, 认为是幔源 Pb 和壳源 Pb 混合的结果。

莫宣学等(1993)认为, 沿澜沧江分布的中-晚三叠世的双峰式火山岩兼具有板内与岛弧环境的特征, 称之为“滞后型弧火山岩”。我们认为, 可能还有另一种解释: 火山岩产于碰撞后的陆内拉张环境, 其成因可用岩石圈拆沉作用(Delamination)来解释。按照 Nelson (1992) 的见解, 板块碰撞作用导致大陆岩石圈的缩短, 使地壳加厚, 随后, 岩石圈地幔(包括镁铁质的下地壳和洋壳, 它们中的一部分已在板块俯冲过程中转变为榴辉岩)由于比下伏的软流圈地幔密度大而被拉断向下沉陷, 造成软流圈地幔上涌, 导致玄武岩浆的形成, 当岩浆上升穿过陆壳时, 与陆壳物质发生混合作用, 加入 LILE, 遂使玄武岩中出现“岛弧”的印记。

潞西地区有没有蛇绿岩一直存在争论, 谭敏等(1990)认为有蛇绿岩, 据我们观察, 潞西地区目前还缺少蛇绿岩存在的证据。潞西方辉橄岩属于强烈亏损的地幔岩, 但它是否大洋岩石圈地幔残余还不清楚, 该区堆晶橄岩和玄武岩均富 LREE, 玄武岩富 Ti 贫 Al, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 比值($+2.4 \sim -1.4$)低(从柏林等 未刊), 应为板内拉张环境的; 此外, 地层记录中无洋壳存在的证据。因此, 潞西地区在晚三叠世一早侏罗世时期可能具裂陷槽的性质, 是大陆岩石圈减薄作用的产物(Zhong et al. 1991)。

4 讨论

4.1 滇西古特提斯的演化

综上所述,滇西地区展示了极好的威尔逊旋回的岩浆记录,也反映了威尔逊旋回过程中地幔的变化,揭示了板块构造演化的地球动力学过程。

在滇西地区存在三个古特提斯威尔逊旋回的岩浆活动记录。其中以昌宁-孟连洋盆发育的时间最早,大约从晚泥盆世即已开始,金沙江-哀牢山洋盆可能是早石炭世张开的,而东侧的甘孜-理塘洋盆推测是在早三叠世形成的。看来,古特提斯威尔逊旋回的演化有从西向东迁移的趋势。对于昌宁-孟连洋盆拉张的机制和过程我们还知之甚少,这大概要从泥盆纪或更早的地质事件中去追索。昌宁-孟连洋盆中广泛存在洋岛火山岩组合,其上的沉积物中缺少陆缘物质,表明洋盆有较大的宽度,显示洋盆的成熟度较高。而金沙江-哀牢山蛇绿岩上覆沉积物中缺少远洋沉积,暗示洋盆宽度不大。昌宁-孟连洋盆的向东消减和哀牢山洋盆的向西俯冲,使兰坪-思茅地块在二叠纪时转变为活动大陆边缘,那里有复杂的与俯冲作用有关的超基性-酸性岩浆活动。昌宁-孟连洋盆和金沙江-哀牢山洋盆大体是同时闭合的,晚三叠统磨拉石不整合盖在蛇绿混杂岩之上。随后,在中-晚三叠世,尤其是晚三叠世期间,发生了碰撞后的拉伸事件,产生了广泛分布的双峰式火山作用及其之后的地幔底辟作用(义敦型岩体的侵位)。在滇西,晚三叠世的拉张作用反映在二个构造带中:一个是沿澜沧江分布的大体与板块结合带平行的中晚三叠世双峰式火山岩,可能与碰撞后的地壳大规模拆沉事件有关。另一个带位于潞西地区,呈NEE走向,恰与前一个带垂直(图1),发育的时间(T_3-J_1)也偏晚一些,反映潞西裂陷槽与南北方向的拉伸作用有关,似乎可用近东西向的挤压(板块碰撞)诱发了南北向的拉张的机制来解释。欧洲莱因裂谷是用这种模式解释的(引自米契尔等1981),但是否适合潞西地区还很难确定。晚三叠世的拉张似乎具有全球规模,欧洲晚三叠世的双峰式火山岩被侏罗纪的洋盆所代替,开始了新特提斯威尔逊旋回的演化阶段。在滇西地区,晚三叠世之后不再发生大规模的拉张作用,从而结束了古特提斯的演化历史。

4.2 古特提斯大洋岩石圈地幔的性质

滇西蛇绿岩和洋岛玄武岩的Nd和Sr同位素变化大,而且有较高的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值,表明古特提斯大洋岩石圈地幔存在强烈的不均一性。哀牢山蛇绿岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值高,可能代表了古特提斯亏损的软流圈地幔特征。昌宁-孟连蛇绿岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低且变化大,Pb和Sr同位素具DUPAL异常的特征,表明古特提斯大洋岩石圈地幔的同位素性质类似于现今印度洋地幔,可解释为MORB与OIB混合的结果(Sun et al. 1975; Hamelin et al. 1986)。昌宁-孟连带内洋岛火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化大,也可用地幔柱不同程度地混入了亏损地幔物质来解释。昌宁-孟连带内的洋岛火山岩中苦橄岩数量多,指示岩浆形成的温度高,推测与巨型地幔柱(Super plume)尾部的活动有关。按巨型地幔柱理论,地幔柱的头部形成溢流玄武岩,而尾部温度高,形成“热点”玄武岩及苦橄岩(据肖庆辉等待刊)。

4.3 古特提斯域大陆岩石圈地幔的性质

滇西板内火山岩和岛弧火山岩中记录了特提斯域大陆下岩石圈地幔的同位素印记。五素玄武岩和大龙凯橄榄岩的Nd、Sr、Pb同位素特征表明,思茅和扬子地块下的地幔是强烈亏损的, ϵ_{Nd} 变化在 $+9.1 \sim +5.5$ 之间,接近昌宁-孟连大洋岩石圈地幔的特征,暗示该大陆岩石圈地幔已经历过一次或几次亏损事件,它不同于古老刚性地块之下的大陆岩石圈地幔,后者是弱亏损或几乎未亏损的(Bonatti et al. 1989)。推测思茅地块之下没有太古宙陆壳基底。

保山地块的大陆下地幔同位素资料很有限,本次研究在潞西采集的样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在 $+2.4 \sim -1.4$ 之间(图2),相当于弱亏损的地幔。上述数据不一定能概括保山地块大陆下岩石圈地幔的特征,因为,根据潞西地区的义敦型岩体以方辉橄榄岩占优势推测,保山地块之下的地幔也可能是相当亏损的,至少是相当不均匀的。

现已知道,冈瓦纳大陆之下的岩石圈地幔不同于劳亚大陆下的岩石圈地幔,前者具DUPAL异常,后者不具DUPAL异常。昌宁-孟连洋盆分开了缅甸马地块(亲冈瓦纳)和思茅地块(亲扬子),哀牢山洋盆则是扬子陆块西缘裂开形成的,位于思茅地块和扬子陆块之间,说明扬子陆块之下的地幔在同位素特征上也类似冈瓦纳大陆的特征。

4.4 大陆岩石圈地幔与大洋岩石圈地幔之间的转化

大陆岩石圈地幔是怎样转变为大洋岩石圈地幔的?这是国际地学界关注的难题之一。根据滇西地区的资料,证明在古特提斯洋(以哀牢山、金沙江和甘孜-理塘洋盆为例)张开之前存在一期与大陆减薄阶段有关的板内玄武岩。板内玄武岩岩浆来自软流圈地幔深部,板内玄武岩的喷出能否导致板块拉张作用,大多数学者持否定态度,东非裂谷就没有转化成为洋壳,同样,扬子板块西缘晚古生代的攀西裂谷也没有向洋壳发展。本区晚古生代的陆内火山岩不具有裂谷环境的特征(碱性玄武岩不发育),属于岩石圈减薄的火山岩系列。据五素玄武岩给出的Nd、Sr、Pb同位素信息,地幔已经是相当亏损的了,表明早石炭世时扬子地块之下的大陆岩石圈地幔已类似大洋岩石圈地幔的特征。五素玄武岩产于陆壳减薄环境,陆壳减薄缘于陆壳的伸展作用,与软流圈地幔的上涌有关。软流圈地幔的上涌可能是引起地幔对流的主要因素,而有了地幔对流,才会导致板块扩张。保山地块内的卧牛寺玄武岩具大陆溢流玄武岩的特征,LREE强烈富集的类型表明来自地幔柱的低程度部分熔融,不会造成软流圈地幔的上涌。看来,与地幔柱活动有关的大陆溢流玄武岩和与陆壳减薄(地幔上涌)有关的玄武岩的构造含义是不同的。

是什么原因促使大陆岩石圈地幔向大洋岩石圈地幔转化的呢?双沟蛇绿岩中的部分熔融现象给我们提供了某些有益的启示。双沟地幔橄榄岩中存在部分熔融现象,部分熔融物混合样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值惊人地低,在 $-1.2 \sim +2.5$ 之间(图2), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值较高(0.7050~0.7064),但 $\delta^{18}\text{O}$ 值(4.4‰~5.8‰)低,显然与亏损的软流圈地幔无关,而是地幔柱熔体的特征。双沟蛇绿岩中存在地幔柱的同位素印记说明,有可能正是由于地幔柱的大规模上涌触发了软流圈中至高程度的部分熔融,岩浆上升,导致地幔对流,才引起了板块的扩张。

大洋岩石圈地幔转化为大陆岩石圈地幔的过程大体是从消减作用开始而止于陆陆碰撞阶段。板块消减的过程,即是大洋岩石圈地幔向大陆岩石圈地幔之下俯冲(如果消减带位于大洋板块内,则是大洋岩石圈地幔向大陆岩石圈地幔之下俯冲)并不断地向大陆岩石圈提供消

减物质、对后者进行改造的过程。当板块碰撞时,大洋岩石圈已进入地幔深部,原先被大洋岩石圈地幔分开的两个大陆岩石圈汇合在一起。碰撞后发生的岩石圈的拆沉作用加速了大洋岩石圈地幔的沉陷,并诱发了软流圈地幔的上涌。如果这种上涌有足够的规模并持续不断,将会导致地幔对流,从而使大陆岩石圈地幔再度转化为大洋岩石圈地幔。新的大洋岩石圈地幔能否出现取决于上地幔和下地幔的性状及其相互之间的作用,这里面还有许多我们不了解的东西。

5 结 论

(1) 滇西古特提斯造山带保存了完好的威尔逊旋回的岩浆活动记录;大陆拉张阶段出现于早石炭世或更早;洋盆在早石炭世(哀牢山)或早二叠世(金沙江)打开,昌宁-孟连带可能还要早(晚泥盆世?);俯冲阶段大约在晚石炭世和早二叠世相继开始;碰撞阶段则发生在三叠纪,还不能得出准确的年龄,而晚三叠世磨拉石建造的出现预示结束了滇西古特提斯演化的历史。

(2) 在大陆拉张阶段,思茅地块之下的大陆岩石圈地幔是明显亏损的,指示它已经历过一次或几次部分熔融事件,表明思茅地块之下大约不存在太古宙古老基底。洋盆阶段的 MORB 源于强烈亏损的大洋岩石圈地幔源区,但存在与地幔柱广泛的混合作用,与现代印度洋脊下的大洋岩石圈地幔相似。从俯冲阶段到碰撞阶段,地幔则变得越来越富集。

(3) 对于大陆岩石圈地幔转化为大洋岩石圈地幔的过程人们还知之甚少。本文获得的资料允许我们作如下猜测:来自下地幔的大规模的喷流体进入软流圈地幔,促使软流圈地幔发生中至高程度的部分熔融,形成的岩浆带动软流圈地幔一道上升,上涌的软流圈地幔把上覆的大陆岩石圈向两侧分开,同时烘烤陆壳,使陆壳减薄拉伸。持续的大规模的地幔上涌把陆壳拉断,导致了地幔对流,使大陆岩石圈地幔转变成大洋岩石圈地幔。看来,板块扩张的起因在于下地幔的活动,至于如何认识下地幔活动的过程,上述猜测可信否,还需作进一步的研究。

参 考 文 献

- 云南省地矿局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 从柏林,吴根耀,张旗等. 1993. 中国滇西古特提斯构造演化. 中国科学(B), 23(11): 1021~1027
- 从柏林,张旗,赵大升等. 古特提斯演化的火成岩石学记录. 见:钟大赉主编,古特提斯-滇川西部特提斯带岩石圈构造演化. 北京:科学出版社(未刊)
- 孙晓猛,聂泽同,梁定益. 1994. 滇西北金沙江蛇绿混杂岩的形成时代及大地构造意义. 现代地质, 8: 241~245
- 米契尔 A H G, 加森 M S 著, 周裕藩等译. 1986. 矿床与全球构造. 北京:地质出版社
- 李继亮. 1988. 滇西三江带的大地构造演化. 地质科学, (4): 337~345
- 刘本培,冯庆来,方念升等. 1991. 滇西南昌宁-孟连带及澜沧江带古特提斯构造演化. 见:中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放实验室年报(1989-1990). 北京:中国科学技术出版社. 47~48
- 张旗,张魁武,李达周等. 1988. 云南新平县双沟蛇绿岩的初步研究. 岩石学报, (4): 37~48
- 张旗,张魁武,李达周. 1992. 横断山区镁铁-超镁铁岩. 北京:科学出版社, 216
- 张旗. 1992. 镁铁-超镁铁岩与威尔逊旋回. 岩石学报, (8): 168~176

- 吴浩若, 李红生. 1989. 滇西孟连地区石炭、二叠纪的放射虫化石. 微体古生物学报, 6: 337~343
- 吴浩若. 1993. 滇西北金沙江带早石炭世深海沉积的发现. 地质科学, (4): 395~397
- 杨开辉, 莫宜学. 1993. 滇西南晚古生代火山岩与裂谷作用及区域构造演化. 岩石矿物学杂志, 12: 297~313
- 赵大升, 张旗, 王明新等. 1991. 云南景洪县帕冷橄榄岩-闪长岩型杂岩的地球化学特征及其构造意义. 科学通报, (36): 688~690
- 赵大升, 周德进. 1993. 初论滇西古特提斯带海西中晚期—印支期火山活动与威尔逊旋回. 矿物岩石地球化学通讯, (3): 131~132
- 赵大升, 刘祥品. 1994. 滇西北碰撞型火山岩的地球化学特征. 地球化学, 33: 235~244
- 陈吉琛. 1993. 三江地区花岗岩构造环境类型. 岩石学报, 9 (增刊): 243~251
- 莫宜学, 路凤香等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 267
- 周德进, 周云生, 徐平. 1992. 滇西墨江西部石炭、二叠纪火山岩. 地质科学, (3): 249~259
- 谭敏, 詹五弟. 1990. 云南怒江带三台山霞绿岩带的初证. 地质探索, (3): 91~96
- Bonatti E, Michael P J. 1989. Mantle peridotites from continental rifts to subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91: 297~311
- BVSP (Basaltic Volcanism Study Project). 1981. Ocean-floor basaltic volcanism. in: *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*, Pergamon Press, Inc., New York. 132~160
- Hamelin B, Dupre B, Allegre C J. 1986. Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridge: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76: 288~298
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett.* 90: 273~296
- Menzies M A, Kyle P R. 1990. Continental volcanism: a crust-mantle probe. in: *Continental Mantle* (Menzies M A ed.). Clarendon Press. Oxford. 157~184
- Mertz D F, Devey C W, Todt W, et al., 1991. Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 243~255
- Nelson K D. 1992. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? *Geology*. 20: 498~502
- Sun, S S, Tatsumoto, M, Schilling, J-G. 1975. Mantle plume mixing along the Reykjanes ridge axis: lead isotopic evidence. *Science*. 190: 143~147
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 466
- Zhong Dalai, Wang Yi. 1991. Paleo-Tethys tectonic evolution in western Yunnan, SW China. in: *Proc. First Inter. Symp. IGCP 321. Abstract*, 280~285
- Zhang Qi, Zhou Dejin, Zhao Dasheng et al. 1994. Ophiolites of the Hengduan Mountains, China: characteristics and tectonic settings. *J. SE. Asia. Earth Sci.* 9: 335~334