文章编号:1004-7824(1999)05-0065-08

弧后盆地火山-沉积特征

彭勇民,潘桂棠,罗建宁

(成都地质矿产研究所,四川 成都 610082)

摘要:多数被描述的现代弧后盆地的经典例子,诞生于最引人注目的环西太平洋大陆边缘的弧-盆体系。而古代的弧后盆地则多幸存于碰撞造山带中,如东特斯构造域内的义教弧后盆地。目 前普遍认为大多数的弧后盆地是与俯冲作用有关的弧后扩张作用形成的。弧后盆地火山-沉积 特征主要为:物源具双向性,一是大陆物源区;二是岛弧或扩张中心火山活动处。沉积类型复杂 多样,靠近大陆一侧多半发育浅水碎屑岩和碳酸盐岩沉积;岛弧侧发育大量的火山碎屑岩与火 山熔岩,并与碎屑流、浊积沉积和深水相沉积共生,沉积作用方式多,沉积速率较高等。沉积序 列上具有下粗上细的双层结构特征。

关键词:弧后盆地;碰撞造山带;火山岩;沉积特征 中图分类号:P588.21 文献标识码:A

1 弧后盆地的成因

自 Karig(1971)^[1], Pacham 和 Falvey(1971)^[2]以及 Sleep 和 Toksoz(1971)^[3]等率先提 出弧后盆地概念以来,活动大陆边缘弧后盆地的成因一直是众多学者研究和讨论的焦点。

迄今为止,研究得较好的弧后盆地的经典例子多集中于环西太平洋大陆边缘,那里存在 着世界上现今活动着的各种边缘海盆地。环西太平洋也是当今最大的俯冲带,并正扮演着 将大洋岩石圈消耗于深部地幔的重要角色(图1)。比如对于菲律宾海边缘盆地,一种主张 该盆地是由消减作用引起的或与消减作用有关的扩张所产生的^[1];另一种认为是由形成的 岛弧捕获了先前存在的大洋边缘部分而产生的,即为被圈闭的一块老洋壳^[4]。另外一些学 者则提出某些弧后盆地的形成与走滑作用有关,是走滑俯冲的共同响应,如安达曼海的张开 与"渗漏"性转换断层的张开有关。此外,与板块无关的解释是由陆壳的洋化而形成,以及边 缘海(弧后盆地)是由从稳定的硅铝岩石圈之下升起的硅镁岩石圈的边界扩张所形成的,如 苏禄海等。

目前普遍认为,大多数的弧后盆地是与俯冲作用有关的,并经多少与洋中脊扩张中心产 生新洋壳相类似的海底扩张作用形成的。有关的弧后扩张作用的模型以及当前似乎可行的 模型已由 Tamaki 和 Honza 作了较好总结^[5]。Bibee 等人指出弧后扩张与洋中脊扩张的主



图 1 太平洋周缘的边缘盆地(据 Tamaki 和 Honza, 1991)

要区别在于弧后盆地的驱动机制更具地区性,并紧紧受制于火山弧-沟系统^[6]。

比起西太平洋边缘盆地,古代的弧后盆地的例子多出现在碰撞造山带中,如英国的威尔 士盆地^[7,8],东特提斯域内的义敦弧后盆地^[9~12]与右江弧后盆地^[13],以及克什米尔的 Ladakh 中新生代弧后盆地^[14]和伊朗东北的三叠纪 Aghdarband 弧后盆地^[15]。另外,许靖华 提出了一类可幸存于大陆造山带中的残留弧后盆地^[16,17],如地中海西部的巴利阿盆地是晚 渐新世和中新世被海底扩张形成了此类盆地。中国西北的准噶尔、塔里木和柴达木是古特 提斯海系中的残留弧后盆地,它们是由古生代和/或中生代时期亚洲大陆南部边缘火山岛弧 后面的海底扩张形成的。

值得指出的是,不论是弧后盆地还是残留弧后盆地,通常是以海底扩张形成的洋壳为基底的,这一类例子很多。但是,如果弧后盆地的断开停止在海底扩张开始之前,那么它们也可以陆壳为底^[7,17],如爱琴海弧后盆地与冲绳盆地。以陆壳为基底的火山沉积盆地可因造山形成弧背前陆盆地,如北美的科迪勒拉和南美的安第斯的中新生代大规模的弧背前陆盆地。

2 火山沉积物质的来源与搬运机制

弧后盆地属于类似于洋中脊缓慢扩张方式产生新洋壳的动力构造环境与沉积作用环境,那里显示出若干与火山沉积作用过程相关的现象。

2.1 火山沉积物质的来源

为弧后盆地提供火山沉积物质有两种主要来源:火山弧和弧后扩张区(图 2)。残留弧

也供应一些外力碎屑,但多数研究者认为供应的量是比较少的^[18]。

火成/火山碎屑物一词限于直接由爆发型 喷发形成的沉积物,如火山灰降落物、火成碎 屑流与火山泥石流物质,不包括熔岩。除火山 灰物质外,大多数火成沉积物多曾被重力流或 其它作用所搬运。值得指出的是,由火山喷溢 所形成的大量溢流相的熔岩,也常常作为火山 岩赋存于弧后盆地中,但此文不作论述。

发生在弧后扩张轴部带的火山沉积物主 要有^[19]:①深水玻屑,热的熔岩与冷水相互作 用时,则可通过剥裂与粒化产生玻屑物质;② 热液型硫化铁矿沉积、富铁锰沉积和富锰结壳 等(图 3)。

与弧后扩张中心相比,岛弧是火山沉积物 的一个更为多样复杂的源区。爆发型的火山 活动是岛弧内常见的特征现象。喷发的物质 主要由三种成分组成:①含气孔的巨块级至微 米级的岩浆碎片;②自形或破碎的晶体;③岩 屑。

2.2 火山沉积物的搬运

由陆上火山弧爆发而不是溢流所产生的 火山碎屑可以通过下述方式搬运到弧后盆地 中去:①从大气中直接落下来,随后穿过水柱







图 3 弧后扩张中心火山沉积物的来源 与搬运机制(Carey 等,1984)

沉降;②由火山碎屑流或火山泥流与密度流直接进入海水中;③火山沉积物经河流或风搬运 而次生改造。老的火成碎屑物与熔岩经再侵蚀形成的外力碎屑沉积物叠置在火山成因陆上 火山弧活动的"原始"产物及搬运物之上。外力碎屑与陆上直接喷发的"原始"火山碎屑物质 间歇地输入的情况不一样,它的物质供应多少是更为连续的,并与特定的侵蚀过程有更为对 应的关系。

水下火山弧的火山碎屑物质既可通过非爆发方式(水下熔岩流的粒化与剥裂化、角砾化),也可以通过爆发方式产出。外部水体是决定喷发性质的主要因素。在浅水区,爆发型 喷发比其它如喷溢型喷发,更为频繁。特别是从冰岛获得的资料证实,200~300m 是非爆发 性转化为爆发性喷发的深度^[18]。水下火山弧环境中的沉积物产生和搬运与陆上岛弧环境 大同小异,区别在于波浪与洋流起了重要作用。

研究火山源沉积物产出与搬运细节,既可以为较短时期内(≪1Ma)的横向相变提供对 比依据,也可为发育在岛弧翼基部的、数量可观的火山碎屑裙提供有关生长过程性质方面的 资料。事实上,火山碎屑裙以类似于海底扇生长的方式推进到盆地中去的,而这种火山碎屑 裙将是鉴定弧后盆地沉积作用的众多特征之一。 3 弧后盆地中的火山-沉积特征

3.1 火山-沉积特征

下面以几个弧后盆地为例简述其火山-沉积特征。

1. 生达残留弧后盆地

该盆地位于西藏东部的三江造山带区,东靠江达陆缘弧与金沙江结合带,西邻昌都陆块 克拉通区,是一个以陆壳为基底的被晚三叠世地层覆盖的残留弧后盆地,由厚大于 3000m 的碎屑岩与碳酸盐夹火山岩构成的沉积盖层构筑在晚古生代软褶皱基底上,具有由下部向 上变深变细和上部向上变浅变粗序列构成的典型双层结构特征。

其沉积特征表现为如下几点:①靠弧一侧的弧火山岩与浅水沉积,在紧靠岛弧一侧的弧 后区堆积着从陆相→开阔台地相→滨浅海相钙碱性系列的弧火山岩与碎屑岩夹碳酸盐岩沉 积(图 4D);②靠弧侧的深水相沉积与弧火山岩,在距岛弧稍远的地区发育着以海底扇多物 源(陆源、内源与火山源)浊积砂体与深海底喷流角砾岩系为特征的沉积与火山岩层(图 4C),钙质海底扇与陆源碎屑海底扇具有垂向上反复叠置和平面上沿主构造线展布的特征。 海底喷流角砾岩系为砾、砂粒级的由层纹泥灰岩角砾与硅质岩角砾构成的喷流角砾岩和与 之共生的具层纹、条带状或块状重晶石层、硅质岩层及中酸性凝灰浊积岩。与海底扇共生的 盆地相沉积物主要为具丰富的薄壳小个体双壳、腕足的半远洋、远洋碳酸盐岩、浊流形成的 异地碳酸盐岩与生物成因的远洋硅质沉积物和远洋泥。测得浊积砂体所代表的古流向为 300°~340°,表明岛弧提供了物源。在(C)与(D)剖面上幕式岛弧火山活动所形成的火山岩 层与经过重力流搬运的火山碎屑岩表现得最为明显,同样多物源浊流所形成海底扇也最为 突出。③盆地中央处的深水相与拉张火山岩,在盆地中央海底扩张处(图 4B)堆积着厚约 5000~6000m 沉积物,那儿经历了弧后拉张之后,形成了碱性系列的橄榄玄武岩与玄武岩, 与之共生的是一套水体突然加深的陆源海底扇砂、板岩沉积。④浅海碳酸盐、碎屑岩夹风暴 沉积,在盆地靠大陆一侧的昌都克拉通区(图 4A),主要沉积着陆相至浅海相的—套属稳定 大陆边缘性质的浅水陆架沉积物,其中陆棚石英砂岩成熟度高、远源,而且没有火山岩堆积 与其它重力流沉积发生。⑤物源具双向性特点,在(A)剖面上侧得古流向为160°与55°,物 源来自西侧,与靠岛弧一侧的古水流方向对比,说明弧后盆地具有双向水流与物源特征。⑥ 沉积相分布不对称,由沉积相与同沉积断裂作用分析,恢复的弧后盆地基底地形如图4所 示,靠弧一侧地形陡,靠陆侧地形缓,沉积相分布具有明显的不对称特点。重力流沉积与弧 火山频繁出现于弧侧,大陆一侧为浅水沉积,无火山作用。

2. 义敦弧后盆地

义敦弧后盆地是以陆壳为基底的晚三叠世的弧后盆地,西接中咱陆块以东地区,东靠岛 弧区。该盆地沉积厚度大,相演化复杂,出露地层有上三叠统曲嘎寺组(T₃q)、图姆沟组 (T₃t)与拉纳山组(T₃l),主要沉积特征为在靠弧侧的剖面(图 5A)下部为曲嘎寺组,主要是 一套垂向上扇三角洲与碳酸盐陆棚相反复叠置的浅水沉积物,沉积物成熟度低、近源,类似 于生达残留弧后盆地开始形成的一套陆架浅水沉积物;上部 T₃t 与 T₃l 组出现一水体明显 加深的过程,为浊流与重力流形成的大量海底扇与斜坡相碎屑岩夹中酸性火山岩与内源碳 酸盐沉积物,夹层火山岩层多具有重力流搬运的特点,构成火山浊积岩与碎屑流裙、扇积物。 Dickinson 物源判别图、常量元素与微量元素研究表明,这些火山碎屑物质与陆源碎屑为岛



图 4 展示横跨东西向主要大地构造单元的晚三叠世火山-沉积特征 1. 砾岩;2. 含砾砂岩;3. 砂岩;4. 长石石英砂岩;5. 杂砂岩;6. 钙质板岩(上)、板岩(下);7. 灰岩;8. 泥灰岩;9. 砾屑 灰岩;10. 玄武岩;11. 气孔/杏仁状玄武岩;12. 安山岩;13. 气孔/杏仁状安山岩;14. 上三叠统甲丕拉组;15. 波里 拉组;16. 阿堵拉组;17. 夺盖拉组;18. 面达组;19. 洛色组;20. 日胆果组;21. 再勒达组;22. 巴塘群一段

弧活动所提供^[9,10]。可以看出,在图 5A 剖面上总体表现为向上水体突然加深的充填序列, 而在靠西侧大陆侧的图 5B 剖面上,自下而上由河流相→河口湾相→三角洲相→滨海相→ 碳酸盐台地相→滨海相的碎屑岩夹碳酸盐岩及中性火山岩等构成的浅水沉积物,属于次稳 定的沉积物,这与在日本海所见到的(见下文)相似。据统计碎屑岩中的石英岩质糜棱岩碎 屑占绝对优势,并被认为是再旋回造山带的重要标志^[10],它们揭示了当时在中咱陆块的西 部存在着补给义敦弧后盆地的另一个重要物源区。

3. 日本海第四纪弧后盆地

位于日本海西侧的东朝鲜(大陆一侧)主要为陆相与三角洲体系至陆棚体系的碎屑岩沉



图 5 义敦弧后盆地晚三叠世地层沉积柱状对比图(据罗建宁等,1992 修编) A. 靠弧侧义敦剖面;B. 靠大陆一侧拉纳山剖面

积,其中的砂岩成熟度较高;而靠日本海岛弧一侧,主要以海底扇为主,水道特别发育,伴有 大量的弧火山岩层与少量内源碳酸盐沉积物夹层^[20,21]。根据 Dickinson(1974)三角图解分 析靠,日本海岛弧的第四纪浊积砂体中火山颗粒成分占 70%~80%,古火山与新火山颗粒 均有,其余少量陆源成分由沉积、变质与深成岩的颗粒组成;并且砂岩成分表现出随时间的 变化,其成熟度较低,近源特点较明显。它的物源是从非切割岛弧转变成过渡岛弧到切割岛 弧。研究表明物源具有双向性,一个是大陆物源区;另一个是岛弧物源区,主要提供火山物 质与碎屑沉积物质。

总体看来,弧后盆地内的沉积相分布具有不对称特点,沉积类型复杂多样。

①非海相沉积物,主要由河流砂、砾岩组成。

②浅海碳酸盐岩夹风暴岩,靠近大陆一侧的陆架上多发育浅海碳酸盐沉积并夹多层风

暴沉积层。

③靠岛弧一侧多发育深海相的水下扇浊积岩、碎屑流沉积、粉砂质浊积岩,与生物成因的半远洋碳酸盐沉积物与异地碳酸盐沉积物,以及生物成因的远洋硅质沉积物、远洋泥。

④发育大量的火山碎屑岩及火山岩。火山物质多由岛弧供给,与深海相沉积岩共生。

⑤沉积物源与古水流具双向性特点。

⑥靠岛弧一侧沉积物的成熟度低、近源;靠大陆一侧成熟度高、远源。

⑦沉积序列上总体呈下粗上细的特征。盆地初始形成为一浅水或陆相沉积,在强烈拉 张阶段,快速沉积形成深海、半深海沉积。

3.2 沉积作用

弧后盆地中的沉积作用方式归纳起来有:①河流搬运与沉积;②波浪侵蚀、搬运与沉积; ③洋流搬运与沉积;④生物堆积作用;⑤火山喷发与沉积;⑥浊流搬运与沉积。此外,风及宇 宙灾害事件等沉积。据统计,各种沉积作用所占主次地位见表 1^[22]。

沉积作 沉积 区	用方式	河流搬运 与 沉 积	波浪搬运 与 沉 积	洋流(黑潮) 搬运与沉积	生物堆积 作 用	火 山 喷 发 物质的沉积	浊流搬运 与 沉 积
陆架浅海区	高海面 低海面	+ + +	+ + +	+++	+		
海槽半深海区	高海面 低海面	+ + +	+	+++ + +	+ + +	+ + +	+ + +
大洋边缘近深海区	高海面低海面		+ +		+++ + +		

表1 各种沉积作用方式综合表

"+"表示有该种沉积作用方式,主次以"+"多少表示,该表引自潘志良等,1986。

3.3 沉积作用速率

Sam Boggs(1984)对日本弧前和弧后盆地的晚更新世至全新世沉积作了较好的研究和 总结^[23],潘志良与石斯器估算了冲绳盆地第四纪沉积物的沉积速度^[22]。在日本海,弧前深 海处的第四纪沉积速率最低为小于 30m/Ma,且受陆源沉积作用影响很小。朝向海沟方向, 沉积速率加大,从海沟内坡(230m/Ma)→增生楔(500m/Ma)。但弧前斜坡的沉积速率可能 为小于 500m/Ma。而弧后盆地中整个第四纪沉积速率为 20~140m/Ma,更新世末的沉积 速率为 100~300mm/ka,全新世的为 65~210mm/ka.在冲绳盆地中,以¹⁴C 定年为基础,估 算出年龄值范围在 3165 ± 1250~17435 ± 245a 之间的第四纪沉积物的沉积速率为 1.7~ 17.0cm/ka。

考文献

[2] PACKHAM G H and FALVEY D A. A hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific[J]. Tectonophysics, 1971, 11:79-109.

^[1] KARIG D E. Ridge and basins of the Tonga-Kermadec island system[J]. Jour. Geophy. Res., 1971,76:2542-2561.

- [3] SLEEP N and TOKSÖZ M N. Evolution of marginal basins[J]. Nature, 1973,233:548-500.
- [4] UYEDA S and BEN-AURAHAM Z. Origin and development of the Philippine Sea[J]. Nature, 1972,240:176-178.
- [5] TAMAKI K and HONZA E. 全球构造和边缘盆地的形成:西太平洋的作用[J]. 国外地质,1992(5).
- [6] BIBEE L D et al. Interarc spreading in the Mariana Trough[J]. Mar. Geo., 1980, 35:183-197.
- [7] READING H G. 沉积盆地与全球构造[J]. 国外地质科技, 1983, 83(6):82-113.
- [8] KOKELAAR B P et al. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in the Ordovician marginal basin of Wales: a field guide[A]. Kokelaar et al. Marginal basin geology[C], Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1984,291 - 322.
- [9] 侯立玮等.四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列[M].北京:地质出版社,1994.
- [10] 罗建宁,张正贵等.三江特提斯沉积地质与成矿[M].北京:地质出版社,1992.
- [11] 莫宜学等.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993.
- [12] 潘桂棠,陈智梁等.东特提斯地质构造形成演化[M].北京:地质出版社,1997.
- [13] 曾允孚等. 华南右江复合盆地沉积构造演化[J]. 地质学报, 1997, 69(2): 113-123.
- BROOKFIELD M E and ANDREWS-SPEED C P. Ladakh Mesozoic to Tertiary magmatic arc basins and their problems
 [A]. Tandon S K et al. Sedimentary basins of India: tectonic context[C]. India: Gyanodaya Prakashan Press, 1991, 261
 – 280.
- [15] BAUD A and STAMPFLI G M. Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: the volcano-sedimentary Triassic of Aghdarband(Kopet-Dagh, Northeast Iran) [A]. Sengör A M C. Tectonic Evolution of the Tethyan Region [C]. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1989, 265 - 275.
- [16] HSU K J. Tectonic evolution of the Mediterranean basin[A]. Nairn A E M, Kanes W H and Stehli F G. The Ocean Basins and Margins[M]. New York; Plenum Press, 1977,4:29-75.
- [17] 许靖华. 残留弧后盆地及其辨识准则和实例[J],石油学报,1993,14(1):1-13.
- [18] CAREY S N and SIGURDSSON H. Characteristics of backarc region[J]. Tectonophysics, 1984, 102:1-16.
- [19] KARIG D E, ANDERSON R N and BIBEE L D. Characteristics of back-arc spreading in the Mariana Trough[J]. Jour, Geophy. Res., 1978, 83:1213-1226.
- [20] MARSAGLIA K M. Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in model compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone[J]. Tectonics, 1992,11(5):1028-1044.
- [21] 荒户等(沈耀龙译). 孤后沉积盆地的层序地层学分析——以新泻县蒲原区域为例[J]. 海洋地质译丛, 1994, (6), 总 80:17-26.
- [22] 潘志良,石斯器.冲绳海槽沉积物及其沉积作用的研究[J].海洋地质与第四纪地质,1994,6(1):17-28.
- [23] SAM B J (芮何风译). 日本弧-沟体系的第四纪沉积作用[J]. 海洋地质译丛, 1984, 85(3), 总 23:40-49.