

国家自然科学基金项目

(Nos.40672080,40921062,40372061,49972078)

联合资助

中国地质大学(武汉)学术著作出版基金

北祁连造山带加里东— 早海西期沉积地质学研究

杜远生 朱杰 徐亚军 杨江海 黄虎 著

BEI QILIAN ZAOSHANDAI JIALI DONG—
ZAO HAIXIQI CHENJI DIZHIXUE YANJIU

国 家 自 然 科 学 基 金 项 目

(Nos. 40672080, 40921062, 40372061, 49972078)

联合资助

中国地质大学(武汉)学术著作出版基金

北祁连造山带加里东-早海 西期沉积地质学研究

杜远生 朱 杰 徐亚军 杨江海 黄 虎 著

中国地质大学出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

北祁连造山带加里东-早海西期沉积地质学研究/杜远生等著. —武汉: 中国地质大学出版社, 2009. 12

ISBN 978-7-5625-2449-6

I. ①北…

II. ①杜…

III. ①祁连山-褶皱带-沉积构造-研究

IV. ①P548. 242

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2009) 第 211916 号

北祁连造山带加里东-早海西期沉积地质学研究

杜远生 等 著

责任编辑: 刘桂涛

责任校对: 胡义珍

出版发行: 中国地质大学出版社 (武汉市洪山区鲁磨路 388 号) 邮编: 430074

电 话: (027) 67883511 传真: (027) 67883580 E-mail: cbb@cug.edu.cn

经 销: 全国新华书店

http: //www. cugp. cn

开本: 787 毫米×1092 毫米 1/16

字数: 230 千字 印张: 9

版次: 2009 年 12 月第 1 版

印次: 2009 年 12 月第 1 次印刷

印刷: 荆州市鸿盛印务有限公司

印数: 1—1 000 册

ISBN 978-7-5625-2449-6

定价: 48.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前言

造山带沉积地质学是20世纪90年代以后兴起的沉积地质学领域的一个学科分支。造山带沉积地质学以现代沉积学、地层学、大地构造学的理论为指导,以造山带地层学、沉积体系、古地理与古海洋、层序地层、盆-山相互作用等为主要研究内容,形成了一套以造山带沉积记录为对象的新的理论体系和框架。许多新的理论、概念起源于造山带沉积地质学的研究,譬如20世纪80年代中期以后的造山带综合地层学(非史密斯地层学)理论和盆-山相互作用理论、90年代之后的造山带古海洋学理论和以多岛洋、软碰撞、多旋回为特色的非威尔逊旋回理论等。

20世纪80年代中期,笔者最初参加原地质矿产部组织的秦巴重大基础项目以及自然科学基金重大项目“秦岭造山带岩石圈结构演化及成矿背景”——秦岭古海洋演化子课题的工作,并主持了“桐柏、勉略地区非史密斯地层及其地质意义”自然科学基金项目,尝试了造山带沉积地质学的研究。在此基础上完成了《秦岭造山带泥盆纪沉积地质学研究》(中国地质大学出版社,1997)的专著。1998年之后,有幸连续得到三轮自然科学基金的资助,开始对北祁连造山带寒武纪—泥盆纪的沉积地质学进行系统研究。本专著旨在作为上述专著的姊妹篇,对造山带沉积地质学进行较系统的总结。

北祁连加里东造山带虽然规模不大,但具有比较完整的威尔逊旋回过程,也是中国典型的造山带之一。许多老一辈的地质学家,对北祁连造山带的构造变形、火山岩、高压变质作用、大地构造演化做了大量的研究工作,取得了丰硕的研究成果,受到了国内、外地学界的广泛关注。本书重点从寒武纪、奥陶纪硅质岩的沉积地球化学探讨加里东早期古海洋的性质,从志留纪复理石、泥盆纪磨拉石的碎屑组分、沉积地球化学及事件沉积等探讨北祁连的同造山过程的沉积响应。本书提出的奥陶纪北祁连为原特提斯洋东北边缘的多岛洋背景,志留纪—泥盆纪前陆盆地的构造背景以及北祁连加里东造山运动为不规则边缘碰撞的新认识对丰富中国造山带的理论应具有一定的参考意义。

在历时十年的研究中,除了本书的作者之外,先后参加本研究的还有龚淑云副教授、王家生教授、顾松竹副教授以及研究生周道华、彭冰霞、雷汝林,本科生陈甲才、朱俊翔、王建奎等。甘肃省地勘三院的李大庆教授级高级工程师给予了无私的帮助和大力的支持,在此一并表示衷心的感谢。

杜远生

2009年6月

目 录

1	造山带古海洋学和前陆盆地沉积学的理论与方法	(1)
1.1	造山带古海洋学研究	(1)
1.2	前陆盆地物源分析及构造背景研究	(6)
2	区域地质背景	(14)
2.1	构造分带及控制性断裂	(14)
2.2	区域地层和沉积特征	(16)
2.3	岩浆活动特征	(18)
2.4	祁连山地质演化简史	(20)
3	北祁连寒武纪硅质岩地球化学特征及地质意义	(22)
3.1	寒武系硅质岩地层剖面特征	(22)
3.2	硅质岩常量元素	(24)
3.3	硅质岩稀土元素	(26)
3.4	硅质岩微量元素	(29)
3.5	小结	(30)
4	北祁连陶纪硅质岩地球化学特征及地质意义	(32)
4.1	奥陶系硅质岩地层特征	(32)
4.2	北祁连造山带奥陶系硅质岩常量元素及构造环境	(35)
4.3	北祁连造山带奥陶系硅质岩稀土元素	(45)
4.4	北祁连造山带奥陶系硅质岩微量元素	(51)
4.5	寒武系—奥陶系硅质岩硅同位素 ($\delta^{30}\text{Si}$) 特征	(55)
4.6	小结	(56)
5	志留纪前陆盆地复理石沉积及盆山相互作用	(59)
5.1	志留系分布特征	(59)
5.2	北祁连山志留系碎屑岩组成特征	(61)
5.3	北祁连山志留系碎屑岩沉积环境及源区	(74)
5.4	小结	(81)
6	泥盆纪前陆盆地磨拉石沉积及盆山相互作用	(82)
6.1	北祁连泥盆系分布特征	(82)
6.2	北祁连泥盆系碎屑岩组成	(82)
6.3	北祁连山泥盆系碎屑岩源区及构造背景	(90)
6.4	小结	(100)
7	奥陶纪—泥盆纪碎屑锆石年代学及其地质意义	(104)
7.1	采样剖面及样品	(104)
7.2	碎屑锆石年代学	(105)

7.3	碎屑锆石物源分析	(115)
7.4	碎屑锆石年代学对中祁连地块构造属性的暗示	(117)
7.5	盆地演化与造山过程	(118)
8	北祁连早古生代—泥盆纪沉积盆地及其构造演化	(122)
8.1	北祁连前寒武纪的构造背景	(122)
8.2	北祁连寒武纪裂谷的构造演化	(122)
8.3	北祁连奥陶纪多岛洋的构造演化	(123)
8.4	晚奥陶世—泥盆纪前陆盆地复理石—磨拉石阶段	(125)
8.5	结论	(127)
8.6	存在问题	(127)
	主要参考文献	(129)

1 造山带古海洋学和前陆盆地沉积学的理论与方法

大陆造山带作为大陆地表最重要的构造单元，一直是地质学研究的重点地区。造山带沉积地质学被誉为 20 世纪沉积地质学领域的一个重大的突破（杜远生，1997）。造山带沉积地质学以现代地质学理论为指导，融造山带区域地层学、沉积学、大地构造学、地球化学及地球物理学为一体，探讨造山带沉积盆地形成和展布、物质构成、演化过程，重塑造山带古地理、古海洋、古构造及岩石圈动力学过程（杜远生，1997）。造山带古海洋学和同造山过程的沉积响应即盆-山作用研究是造山带沉积地质学的重要内容，是当今沉积地质学的一个重要领域。

众所周知，古海洋学研究始于根据现代大洋底部古代沉积记录进行的现代大洋的古海洋研究。而大陆上已经消失的古海洋（即造山带古海洋）的研究也是古海洋研究的一个重要方面。比起现代大洋的古海洋研究，造山带古海洋研究具有更大的难度。因为造山带的造山作用，古海洋的原型已经不复存在，古海洋的沉积记录已经保存不全。因此本书造山带古海洋学更侧重于古海洋性质及大地构造背景的研究。

前陆盆地是造山作用晚期在造山带和克拉通之间形成的挤压型盆地。它是由造山带仰冲到前陆之上促使前陆地区岩石圈挠曲而成的。由于前陆盆地与油气形成和成藏关系密切，引起了国内、外沉积学界的广泛重视。自从 Dickinson 和 Suczek（1979）提出砂岩组分判别大地构造背景三角图以及 Schwab（1975）提出砂岩划分组分判别大地构造背景判别图之后，利用碎屑沉积组分判别沉积物源及其大地构造背景成为前陆盆地研究的一个重要方面，也成为造山带前陆盆地盆-山相互作用研究的重点。本书对北祁连志留系一泥盆系前陆盆地的研究侧重于物源分析及大地构造背景及演化的研究。

1.1 造山带古海洋学研究

造山带地区以大洋深水沉积为特色，其中作为大洋蛇绿岩套重要组成部分的硅质岩是指示大洋沉积的最重要组分。因此，造山带的硅质岩的沉积地球化学特征常常被作为古海洋性质的重要判别指标。目前，硅质岩的判别指标包括常量元素、稀土元素、微量元素及稳定同位素等。

1.1.1 常量元素对硅质岩成因和构造环境的示踪

Behl 等（1992）对不同环境中硅质岩的常量元素 Al、Fe、Mg、Ti、Mn、Si、P、K、

Ca 的组成进行了综合分析,包括加利福尼亚 Franciscan 与蛇绿岩有关的硅质岩、太平洋 (DSDP32[#]) 深海硅质岩、英国 Chalk 浅水远洋陆架硅质岩、加利福尼亚 Monterey 组大陆边缘盆地硅质岩及希腊 Pindos 带大陆边缘盆地硅质岩等。结果发现, Si 是硅质岩的主要成分,但不能反映成因和沉积环境信息,除 Si 以外的其他元素,如 Al, Fe, Ti, Mn 等或其氧化物已成为沉积物源和沉积环境指示剂而广泛用于古海洋研究中 (Behl *et al.*, 1992; Murray, 1994)。许多学者致力于利用常量元素判别值或判别图解判别硅质岩成因及其构造背景,通用的判别值或图解包括以下主要类型。

(1) Al-Fe-Mn 图解

Al-Fe-Mn 图解主要用于判别硅质岩热液成因或生物成因。硅质岩主要元素 Fe、Mn、Al 的含量对于区分热液成因硅质岩与生物成因硅质岩具有重要意义 (Adachi *et al.*, 1986; Bostrom and Peterson, 1969)。硅质岩中 Fe、Mn 的富集主要与热液的参与有关,而 Al 的富集则与陆源物质的介入有关。Adachi 等 (1986) 拟定了 Al-Fe-Mn 三角图解,对不同成因的硅质岩进行判别,发现所有热液成因硅质岩比值均落于图解富 Fe 端,非热液成因硅质岩比值均落于图解富 Al 端。

(2) Al/(Al+Fe+Mn) 值

Al/(Al+Fe+Mn) 值也主要用于判别硅质岩热液成因或生物成因。Al/(Al+Fe+Mn) 不随时间变化,是判断物质来源及衡量沉积物中热液沉积物含量的重要指数,这个比值随着沉积物中热液沉积物的减少而增加。典型陆源物质为 0.619 (页岩平均值),海洋生物成因的为 0.4,东太平洋洋隆玄武岩类仅为 0.01。Adachi 等 (1986) 和 Yamamoto (1987) 研究了 DSDP-32 航次采集的白垩纪热液沉积硅质岩、弗兰西斯科地体中侏罗纪硅质岩和日本西曼脱地体中白垩纪硅质岩,指出 Al/(Al+Fe+Mn) 比值在 0.01 (纯热液成因) 到 0.60 (纯生物成因) 之间变化。

(3) Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) 图解

Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) 图解主要用于判别硅质岩及泥质岩的成因。现代海洋沉积物中, Al 和 Ti 与陆缘 Si 关系密切, Fe 在洋中脊附近的沉积物中富集。Bostrom 等 (1972) 根据现代海洋沉积物研究,提出了 Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) 的图解,将现代海洋沉积物划分为生物、陆源和热液 3 种成因类型。

(4) TFeO/Al₂O₃ 值

TFeO/Al₂O₃ 值也主要用于判别硅质岩的成因。如上所述,样品中的非 Si 组分比值比其绝对浓度能更好地反映物源区变化,假如 Al 富集于陆源碎屑物中, Fe, Mn 富集于远洋沉积物中,那么 TFeO/Al₂O₃ 即可反映物源区的变化,较高的 FeO/Al₂O₃ 比值代表远离陆源区且更加富含远洋物质 (Adachi *et al.*, 1986; Bostrom, 1973)。例如,加利福尼亚 Franciscan 杂岩的硅质岩远离大陆源区, FeO/Al₂O₃ 比值接近于火山成因岩石平均值。在特提斯侏罗纪一早白垩世古地理再造图中,希腊南部比中部和北部更加远离大陆源区, FeO/Al₂O₃ 比值表现出了相似的变化规律,与地质结论基本一致。

(5) Al、Ti、Fe 和 Si 氧化物系列判别图

Al、Ti、Fe 和 Si 氧化物系列图解主要用于判别硅质岩形成的构造背景。Murray (1994) 认为 Al 和 Ti 与陆缘 Si 关系密切,可作为陆缘物质注入标志, Fe 在洋中脊附近的沉积物中富集,可以作为洋盆扩张中心热液注入标志,根据 Al、Ti、Fe 和 Si 氧化物比值的

相互关系提出了相关的判别图解,利用已知沉积环境的硅质岩化学成分比值作图圈定了洋中脊(距洋脊扩张轴 400km 范围)、大洋盆地和大陆边缘硅质岩(离陆地 1 000km 范围)投影区。页岩平均值与东太平洋洋脊平均值分别落入大陆边缘和洋脊区,说明图解具有一定的实用意义。

(6) $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} - \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ 图解

$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} - \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ 图解也主要用于判别硅质岩形成的构造背景。在海洋沉积环境中,形成于岛弧附近的硅质岩中常混入有岛弧喷发的火山碎屑物质及岛弧基底岩系剥离碎屑,其成分中 FeO 、 MgO 、 CaO 的含量应高于其他海相环境形成的硅质岩,可能介于洋中脊和深海盆之间。 Al_2O_3 含量在洋中脊硅质岩中最低,而近陆的硅质岩中高,由此推测岛弧硅质岩 Al_2O_3 含量介于二者之间,利用 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} - \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ 的三角图解,就可以区分洋中脊、深海区和岛弧区形成的硅质岩。

(7) MnO/TiO_2 值

MnO/TiO_2 值主要用于判别硅质岩形成的构造背景。通常海洋沉积物环境中, Mn 在洋盆沉积物中富集, Ti 大多随陆缘物质注入。因此, MnO/TiO_2 可以作为判断硅质岩来源及沉积盆地古地理位置重要标志,且距离陆地较近的大陆边缘沉积的硅质岩 MnO/TiO_2 比值偏低,一般均小于 0.5,而开阔大洋中的硅质沉积物的比值则比较高,可达 0.5~3.5 (Sugisaki *et al.*, 1982)。

(8) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 值

$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 值也主要用于判别硅质岩形成的构造背景。由于 Mn 在成岩过程中具有活动性,对区分洋脊和大陆边缘环境不很理想。Murray(1994)利用已知不同沉积环境的硅质岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 变化规律,圈定了 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值范围,即洋中脊硅质岩的上述比值 < 0.4 ; 大洋盆地硅质岩为 0.4~0.7; 大陆边缘硅质岩为 0.5~0.9。Murray(1994)利用已知沉积环境的硅质岩化学成分比值拟定图解,如 $100 * (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2) - 100 * (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (100 - \text{SiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (100 - \text{SiO}_2)$ 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图解,圈定了大陆边缘、大洋盆地和洋中脊硅质岩投影区。

1.1.2 稀土元素对硅质岩构造背景的示踪

硅质岩稀土元素对沉积盆地的构造背景具有明显的指示意义。Murray 等 (1992) 在深海钻探计划 (DSDP) 和大洋钻探计划 (ODP) 中探讨了相关环境中硅质岩的 Ce、Eu、 La_N/Yb_N (轻、重稀土元素比值)、 ΣREE (稀土元素总量) 等稀土元素特征 (图 1-1)。形成于被动大陆边缘受大量陆源物质输入影响的环境 (SHL 型,属于大陆边缘范畴) 的硅质岩,其稀土元素常具有轻稀土弱富集的平均页岩标准化模式图,继承陆源沉积物的无 Ce 异常及负 Eu 异常的特征, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 1.2~1.4, ΣREE 平均值为 113.7ppm; 而形成于开阔洋盆 (太平洋型,属于开阔洋盆型硅质岩范畴) 中的硅质岩,由于主要从海水中吸附溶解的 REE,其稀土元素平均页岩标准化模式图常表现为明显的 Ce 负异常和轻稀土亏损, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 约为 0.8~1,超过一半的硅质岩样品的 ΣREE 值小于 50ppm (平均值为 51.6ppm); 形成于有限洋盆 (大西洋型,陆源与海水混合作用) 硅质岩的稀土元素特征则居二者之间,表现为中等 Ce 负异常,轻稀土略分馏。另外,深海锰结核及红色粘土具有明显的 Ce 正异常和轻稀土富集的特征。

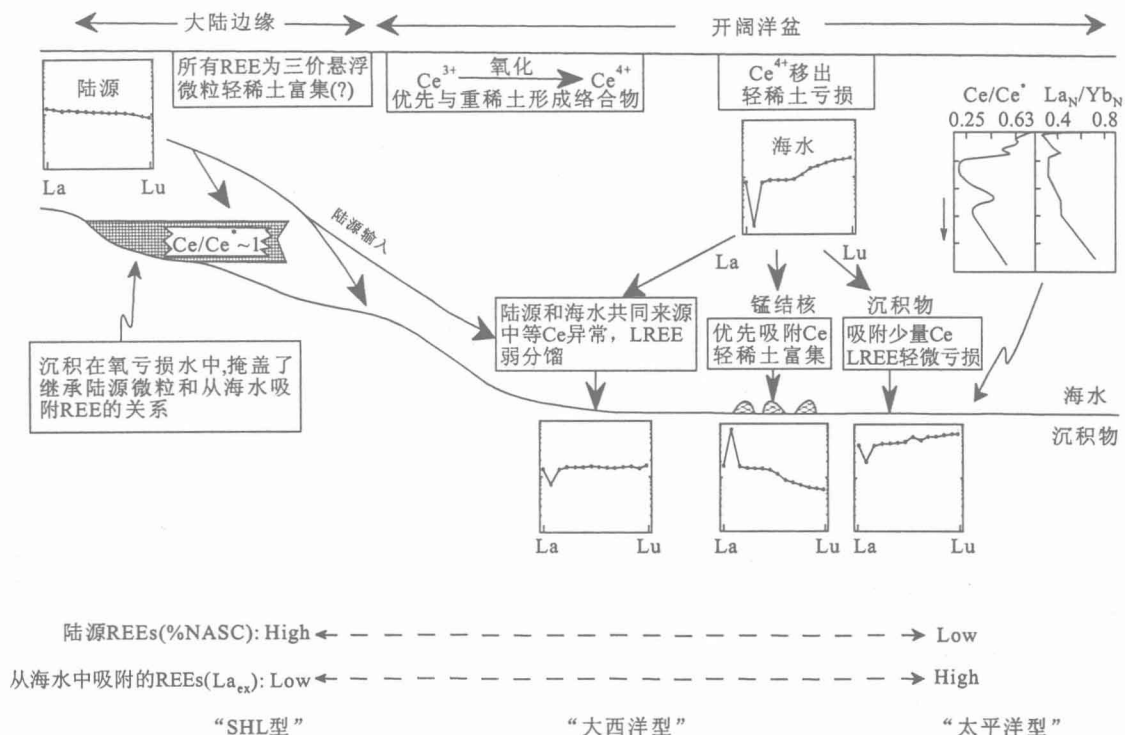


图 1-1 深海钻探计划 (DSDP) 和大洋钻探计划 (ODP) 硅质岩的稀土元素行为控制因素综合图 (Murray *et al.*, 1992)

总结前人的研究成果, 硅质岩稀土元素判别构造背景的指标主要包括:

(1) Ce/Ce^*

硅质岩的稀土元素含量是沉积环境的良好指示标志 (Murray *et al.*, 1990, 1991, 1992)。通常稀土元素在海水中停留时间很短, 只有 400a 左右 (Ce 为 80a), 除 Ce 和 Eu 外, 其他元素都表现为正三价并且有着相同的地球化学性质, 大陆沉积物和火山岩中 Ce 主要表现为正三价, 在海水中三价 Ce 可以氧化为溶度积相对较小的正四价 Ce, 而使 Ce 快速从海水中除去, 造成 Ce 相对其他元素的亏损, 而且在不同海洋环境中其亏损程度不同: Elderfield 等 (1982, 1990) 研究结果显示, 大陆上 40 条河水中的 Ce 异常 (Ce/Ce^*) 在 0.7~1.2 之间, 平均为 1.0; 开阔大洋海水的 Ce 异常在 0.2~0.3 之间变化, 深海钻探 (DSDP) 中硅质岩 Ce 异常在 0.29~0.47 之间; 大陆边缘、局限海盆或洋盆 (如地中海、红海) 水体中 Ce 异常程度介于河水及开阔大洋之间; 洋脊及其附近两翼热液作用影响, Ce^{4+} 与 Mn 有相似的化学性质, Ce^{4+} 容易进入 Mn 结核中, 造成 Ce 异常增大, 东太平洋洋脊附近沉积物中 Ce 异常在 0.10~0.36 之间 (Murray *et al.*, 1990, 1991)。

在大陆造山带中, 硅质岩的稀土元素变化与相应环境下海水及沉积物具有类似特征。Murray 等 (1990, 1991) 根据加利福尼亚海岸的 Franciscan 岩系、Claremont 组和 Monterey 组层状硅质岩和页岩的稀土元素的研究, 指出扩张洋脊区 (距洋脊约 400km 范围) 沉积的硅质岩、页岩的 Ce/Ce^* 值较小, 在 0.22~0.38 之间变化, 平均值约 0.30; 深海平原的硅质岩 Ce/Ce^* 值在 0.50~0.76 之间变化, 平均值约 0.60; 相当于大陆边缘 (离陆地约 1 000km

范围)的硅质岩 Ce/Ce^* 值在 0.67~1.35 之间变化,平均值约 1.09。

(2) ΣREE

稀土元素总量(ΣREE)和物源性质、沉积速率及火山、热液影响有关,可用来帮助判断沉积物和形成环境。在海洋沉积环境中,硅质岩中稀土元素主要是从海水中吸取,其次是从陆缘或海底火山等颗粒中继承稀土元素。硅质岩稀土元素总量取决于其沉积时各自来源的相对影响程度。沉积速率对稀土元素总量有较明显的影响,通常大洋中脊和大陆边缘的沉积速率较高,硅质岩暴露于海水中时间较短,吸收稀土元素较少;深海平原远离大洋中脊和大陆边缘,沉积速率较低,硅质岩暴露于海水中时间较长,因而吸收稀土元素较多,在大洋中脊、深海平原和大陆边缘的硅质岩稀土元素总量呈正态分布(Murray *et al.*, 1990, 1991)。

(3) La_N/Yb_N

轻稀土元素亏损程度也和形成环境有关。 La_N/Yb_N 值代表轻、重稀土分馏,在陆源物质中,LREE 含量较多,在受陆源影响的环境中,轻稀土富集比较明显, La_N/Yb_N 值较高,而在远洋半远洋盆地中,重稀土相对富集, La_N/Yb_N 值低(Murray *et al.*, 1991, 1992)。火山活动对 La_N/Yb_N 也有影响,通常酸性火山岩中 LREE 含量较高,中基性火山岩中 HREE 含量较高,所以与热液成因有关的硅质岩的轻、重稀土势必会受到其相应热液作用的影响。在大陆造山带中,大陆边缘硅质岩 La_N/Yb_N 比值较高,为 1.49~1.74;而洋中脊硅质岩 La_N/Yb_N 平均比值为 0.3 左右;深海平原则介于两者之间, La_N/Yb_N 平均比值为 0.7 左右。

(4) Eu/Eu^*

在不同的沉积环境中, Eu/Eu^* 值在理论上应该反映沉积物在沉积环境中停留的时间,停留时间越长, Eu/Eu^* 值越小,即 Eu^{2+} 的迁移量越大。所以 Eu/Eu^* 值对一个盆地活动性的反映,是间接的,即沉积物在沉积环境中停留的时间越短,相同沉积环境的 Eu/Eu^* 值波动性越大。在大洋中,随着海水的加深,负 Eu 异常明显增加,深海硅质岩、放射虫和海水深度小于 3000m 铁锰结核有负 Eu 异常,但大于 3000m 铁锰结核则显示正 Eu 异常(Michard, 1989)。另外,大陆边缘沉积物如果混入了未成熟的火山碎屑则不显示 Eu 负异常(McLennan *et al.*, 1990; Girty *et al.*, 1996)。Taylor 和 McLennan (1985) 认为在后太古代沉积物中负 Eu 异常的缺失与第一次旋回的火山物源沉积物有密切关系。

1.1.3 硅质岩微量元素特征

与海相沉积的硅质岩的稀土元素一样,微量元素中的某些元素含量也是判别硅质岩成因沉积-构造环境的良好指标。Thomson 等(1984)研究表明,硅质岩微量元素与其物源有关,Ni, Co, Cu 来自于海水,Al, Ti, Cr, Zr 可能来自陆源物质。Gity 等(1996)、Kato 和 Nakamura (2003)先后对硅质岩中的 Th、U、Sc 和 Cr 对物源及构造环境的指示意义做了一些有价值的工作。目前,一般认为 V、Cr、Ni、As、Sr、Mo、Ag、Cd、Sb、Ba、U 的高富集可能主要与热液活动有关,而 Zr、Nb、Hf、Ta、Th 的高富集主要与陆源输入有关(Yu *et al.*, 2009; Kato *et al.*, 2002)。但是,由于成岩过程中, SiO_2 的稀释剂作用(Murray, 1994)势必会影响硅质岩中微量元素的地球化学行为,是否可以利用这些微量元素的含量来判断硅质岩的成因,目前还并不确定。此外,在国内张瑞林等(1997)对北祁连山地区的硅质岩,利用它们北美页岩标准化以后的蛛网图对这些元素在裂谷环境硅质岩和板

岩的分布规律进行探讨;梁斌等(2004)对川西松潘-甘孜造山带硅质岩包括微量元素在内的地球化学研究等。这些研究,均表明硅质岩在某些微量元素上的差异与其生成的环境关系密切,尽管不同硅质岩微量元素的分布和参数特征表现有所差异,但总的规律还是近于一致,与它们的地质现象相吻合,因此,微量元素中的某些元素也是判别硅质岩成因环境的有效标志。

1.1.4 硅质岩硅同位素($\delta^{30}\text{Si}$)特征

硅质岩的 Si 同位素值也是判断其成因及其沉积环境的重要指标 (Byrne and Kim, 1990; 宋天锐和丁悌平, 1989; Clayton, 1986; 丁悌平等, 1994; Douthitt, 1982)。Clayton (1986) 和 Douthitt (1982) 的研究表明不同来源的石英具有不同的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值: 热水来源石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值较小, 其变化范围为 $-1.5\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$; 正常地下水自生石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值最大, 其变化范围为 $1.1\text{‰} \sim 1.4\text{‰}$; 而在热泉水中溶解 Si 的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $0.0\text{‰} \sim 0.4\text{‰}$, 在海洋中溶解 Si 的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $-0.4\text{‰} \sim 0.2\text{‰}$ 。

宋天锐和丁悌平 (1989) 及丁悌平等 (1984, 1988) 探讨了不同环境硅质岩中硅同位素 ($\delta^{30}\text{Si}$) 的变化特征, 认为从浅海—半深海—深海 (远洋) $\delta^{30}\text{Si}$ 值在 $3.4\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$ 之间有规律的变化, 总结出 3 种沉积环境的平均值分别为 1.3‰ 、 0.4‰ 、 0.16‰ 。认为硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值可以反映硅质岩的沉积环境: 深海环境的硅质岩, $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化范围为 $-0.6\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$, 平均值为 0.16‰ ; 半深海环境的硅质岩, $\delta^{30}\text{Si}$ 值介于 $0.1\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$ 之间, 平均值为 0.4‰ ; 浅海环境的硅质岩, $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $-0.35\text{‰} \sim 3.4\text{‰}$, 平均值为 1.3‰ 。

本研究采用的硅同位素的分析方法是 SiF_4 法, 将样品的 Si 转化为 SiF_4 , 再在气体同位素比值质谱计上测定硅同位素的组成。质谱计型号为 MAT253EM, 采用 NBS-28 国际标准, 分析精度为: $\pm 0.1\text{‰}$ 。

计算公式:

$$\delta^{30}\text{Si}_{\text{样-NBS-28}} = (\delta^{30}\text{Si}_{\text{样-参}} - \delta^{30}\text{Si}_{\text{标-参}}) (1 + \delta^{30}\text{Si}_{\text{标-NBS-28}}) + \delta^{30}\text{Si}_{\text{标-NBS-28}}$$

1.2 前陆盆地物源分析及构造背景研究

前陆盆地是位于造山带及比邻的大陆克拉通之间的盆地。造山带的形成、发展及演化直接导致了前陆盆地的产生和发育, 造山过程中的板块碰撞引起的侧向挤压产生了褶皱-冲断带, 这个褶皱-冲断带仰冲在大陆克拉通边缘上, 加载了垂向的负荷, 促使前陆的岩石圈发生挠曲并下沉, 进而形成一种具有以下特征的盆地: 盆地横剖面明显不对称; 盆地靠近造山带的一侧, 在其演化过程中遭受变形作用; 盆地克拉通一侧的层序与地台层序逐渐合并, 这就是前陆盆地。

前陆盆地一词在近 20 年来得到了广泛的应用, 它与以往的术语, 前渊拗陷和山前拗陷大体相当, 也与近年石油地质界常用的术语“压性盆地”相当。对许多地质学家来说磨拉石盆地和前陆盆地基本上是同义词。对磨拉石盆地及其在构造演化中的意义的研究已经有很久的历史。Dickinson (1974) 正式引入了前陆盆地的术语, 并且提出了两种成因类型。之后, 许多学者对世界上一些经典的前陆盆地进行了系统详细的研究。1985 年在瑞士 Fribourg 召

开的国际沉积学家联合会的学术讨论会上,许多学者宣读了前陆盆地的研究论文。会后精选了部分论文,出版了《前陆盆地》(Foreland Basins)(Allen and Howewood, 1986)一书。该书比较系统地介绍了世界上典型前陆盆地的各种地质、地球物理标志。1986年以后,学者们继续以盆地分析、沉积、地层构型和层序地层学的新方法、新思维进行前陆盆地的研究,提出了许多新观点,发表了大量的论文。其中有 DeCelles 和 Gilest (1996)出版的《前陆盆地系统》(Foreland Basin System),提出的前陆盆地系统定义;Posamentier (1993)对前陆斜坡型盆地的硅质碎屑层序地层学特征进行的研究等。

国内对前陆盆地的研究起步较晚,20世纪80年代发表了一些译文和情报类文章、综述文章介绍国际前陆盆地的研究状况。进入90年代以来,国内的学者开始越来越多地关注前陆盆地的研究,对国内前陆盆地的研究也越来越深入,许多学者都发表了很多有价值的论文。

1.2.1 前陆盆地的基本概念及类型

典型的前陆盆地被定义为:形成于线性收缩造山带和稳定克拉通之间的狭长槽地。这主要是由造山带中的冲断带载荷引起的挠曲沉降形成的。盆地的一侧被冲断带所限制,另一侧被未变形的克拉通所限制。纵向上,前陆盆地通常消失于边缘海盆地或残留洋盆地中(Covey, 1986)或弧后扩张盆地中。

以上前陆盆地的概念有两方面的欠缺(DeCelles, 1996)。首先,现代和古代的许多前陆盆地背景是一目了然的,来自于冲断带、前陆区和克拉通的沉积物以及碳酸盐岩台地的沉积物,可能沉积在远远超出主要挠曲沉降带的区域内(从前陆到克拉通边缘)。这方面的例子包括与科迪勒拉,亚马逊和印度尼西亚造山带有关的沉积物,其分布范围延伸到了它们主要挠曲沉降边界之外的数百公里处。另一方面,一些前陆背景中的沉积物,如瑞士的磨拉石盆地和台湾前陆盆地(Covey, 1986)等,分布范围非常狭窄,被限制在主要的挠曲沉降带中。这样盆地充填必然会出现未充填满、充填满、或过充填的不同情况。在过去文献中对于延伸到挠曲隆起之外克拉通的盆地充填部分,未能给予足够的重视。此外,流行的前陆盆地的概念也忽略了大量来源于造山楔顶端的沉积物,尽管一些背式盆地自某一时期的确可以从地形上被分开,但多数活动的楔顶沉积物与前陆盆地完全是连在一起的。

据此,DeCelles 和 Gilest (1996)提出了前陆盆地的系统定义,即:①前陆盆地系统是形成于收缩的造山带与相邻的克拉通之间、陆壳上狭长的潜在沉积可容空间区域,其主要与造山带相关的俯冲体系的地球动力学过程有关。②前陆盆地系统可以分为4个沉积带,它们是:楔顶、前渊、前隆和隆后沉积带。沉积带之间的边界随时间横向迁移。在一些前陆盆地系统中,前隆和隆后沉积带可能不发育或缺失。③前陆盆地的纵向范围大致与相邻的冲断-褶皱带的长度相同,不包括纵向上溢出到残留洋盆或裂谷中的沉积物。

楔顶沉积带是沉积在造山楔前缘顶端之上的沉积块体,包括“背”式和“冲断顶”式盆地。楔顶沉积超内陆逐渐变窄,其特征是沉积物粒度极粗,具多个构造不整合面和渐进变形的特点。前渊沉积带由冲断带构造前缘与前隆近源侧翼间的沉积物组成,这类沉积物向着冲断带的前缘一般迅速变厚,与楔顶沉积带的远端部分相连。前隆沉积带是前缘和隆后沉积带之间广阔的潜在挠曲抬升区。隆后沉积带记载前隆沉积带朝着克拉通潜在挠曲下降一侧浅而宽广地带的沉积块体。这种范围更广的定义比以前通用的定义更确切,而且比以往更重视那

些常常被忽略的前隆和隆后沉积带所包含的大量有关造山带和俯冲体系尺度的构造作用的信息。

根据前陆盆地形成的大地构造和板块背景,它总是与会聚的板块边缘联系在一起,位于陆-陆碰撞或陆-弧碰撞形成的造山带和毗邻的大陆克拉通之间,据此 Dickinson (1974) 提出了两种成因分类:周缘前陆盆地和弧后前陆盆地,前者形成于冲断方向与俯冲方向相反的冲断带前缘的俯冲板块上;后者则发育在大陆边缘岩浆弧和与之有关的冲断带内侧的仰冲板块之上。

(1) 周缘前陆盆地

周缘前陆盆地是由大陆与大陆碰撞作用造成的在板块缝合线附近的前陆盆地,它位于毗邻主缝合线的褶皱冲断带和大陆基底上。典型的周缘前陆盆地如北阿尔卑斯的前陆盆地、印度恒河喜马拉雅前陆盆地等。周缘前陆盆地的基底弯曲和下沉可能有两种原因,除了褶皱冲断的构造负载(地形载荷)和早期沉积负载(沉积载荷)外,由垂直剪切力(V)和俯冲板块末端的弯曲力矩(M)造成的俯冲载荷可能存在于 50~200km 的深度处(Royden, 1993)。

(2) 弧后前陆盆地

弧后前陆盆地的形成与周缘前陆盆地相反,它位于俯冲板块之上的大陆板块之上,分布于大陆边缘岩浆弧后,为大陆-岛弧碰撞作用形成。它可能受不规则的、与俯冲板块有关的远场沉降的影响。典型的弧后前陆盆地如美国西部落基山白垩纪到新生代的前陆盆地,亚安第斯区新生代的前陆盆地和正在发展中的现代台湾岛西部的前陆盆地等。弧后前陆盆地系统的沉降可能主要是由弧后冲断褶皱带的构造负载(地形载荷)作用的结果,同时俯冲板块和上覆地幔楔物质与俯冲大陆板块底面之间的黏滞耦合作用引起的动力板块载荷(Mitrovica 等, 1989)也能引起岩石圈板块的挠曲导致前陆盆地的沉降。

无论是周缘前陆盆地还是弧后前陆盆地,在其盆地的演化过程中,基底破碎引起的隆起和断陷都可能造成盆地底板的不连续,Dickinson (1978) 把它描述为破裂的前陆盆地。在冲断造山带的盆地边缘,冲断作用使得盆地边缘的沉积物卷入变形并形成新的冲断带,先前形成的前陆盆地被切割,一部分前陆盆地为冲断层分割形成于逆冲席上,这种盆地成为猪背式(piggy-back)盆地或背驮式盆地。基底被冲断层组分割后成为许多小型的盆地,称为卫星盆地。Franco Ricci Lucchi (1986) 根据盆地的演化过程和基底冲断作用的影响,将前陆盆地分为:①简单的前陆盆地(基底连续平滑);②复杂的前陆盆地(盆地基底受冲断作用影响而不连续);③分裂的小型盆地或卫星盆地(minor or satellite basin);④猪背式盆地;⑤变形的前陆盆地。

1.2.2 前陆陆盆地的构造-沉积演化

随着沉积盆地分析研究的不断深入,人们越来越注意到构造和沉积两者之间的联系性和统一性,因而构造-沉积分析已成为沉积盆地分析的基本内容。

前陆盆地的沉积受气候、褶皱冲断带的冲断作用和盆地的基底沉降、海平面变化及物源性质等诸多因素的影响。在基底沉降速度大,海平面相对上升的海进序列中,前陆盆地深水海相沉积发育,相反则浅水-陆相沉积发育。在干旱气候条件下,海相前陆盆地可出现咸化形成蒸发沉积,陆相前陆盆地则以陆相红层和陆相蒸发盐为特色。在潮湿气候下,陆相磨拉

石以含煤的陆相沉积为特色,海相地层中成油可能性大。

前陆盆地沉积演化的总体趋势是水体不断变浅,碎屑颗粒不断变粗。沉积演化早期,盆地快速沉降,逆冲楔形体还未露出水面,或尚未达到最大高度,由于沉积作用的滞后效应,盆地处于饥饿状态,沉积物以重力流和深水沉积为主。前陆盆地早期的沉积类型,除了前述的重力流沉积以外,还包括毗邻造山带盆地边缘浅水区和水上部分的冲积扇和扇三角洲沉积、由于频繁的地震活动而形成的震积岩和盆地深部与海底扇过渡和交互的深水细粒沉积等。在盆地深部,通常由于沉降幅度大,物源供给缺乏而形成非补偿的饥饿盆地沉积。沉积演化晚期,盆地沉降速率降低,逆冲楔形体露出水面,为前陆盆地的沉积提供了丰富的物源,当盆地以过补偿充填为主时,则形成浅水到陆相冲积扇为特色的磨拉石沉积。

在不同的构造阶段,前陆盆地的不同部位古流方向不同。一般来说,在冲断带逆冲作用剧烈期,盆地边缘垂直造山带的古流占主导地位,包括冲积扇、扇三角洲和海底扇沉积体系。在盆地相对稳定期,除盆缘垂直造山带古流外,盆内平行造山带的古流占主导地位,主要是纵向河流体系。

前陆盆地是随着冲断造山带的形成在先前形成的弧后盆地或被动大陆边缘的基础上发育起来的,它的形成过程中,沉积物性质有着显著的差别。因此,前陆盆地演化可以分为从弧后盆地到弧后前陆盆地、从被动大陆边缘到前陆盆地两种类型。

(1) 从弧后盆地到弧后前陆盆地

弧后前陆盆地是大陆克拉通和岛弧碰撞过程在大陆克拉通与逆冲的先前岛弧造山带之间的盆地。它与弧后盆地无论在沉积物性质还是从盆地动力学上都存在着明显的差别。弧后盆地处于伸展状态,而弧后前陆盆地处于挤压状态,弧后盆地的动力学来源是弧后扩张作用,弧后前陆盆地的动力学来源是弧-陆碰撞造山带的侧向挤压。因此,弧后前陆盆地在毗邻造山带的边缘易于发生同构造变形。弧后盆地火山作用强烈,因此,发育典型的弧后火山岩、火山碎屑岩乃至弧后蛇绿岩。而弧后前陆盆地火山作用微弱,盆地的沉积以来源于造山带早期岛弧的火山碎屑形成的沉积岩为特色。北美西部科迪勒拉中新代的前陆盆地、四川龙门山前陆盆地、台湾西部新生代前陆盆地和亚安第斯中新代的前陆盆地都反映了这种差别。

(2) 从被动大陆边缘到前陆盆地

在陆-陆盆地碰撞的背景下,先期的被动大陆边缘区沉降就形成了周缘前陆盆地。从被动大陆边缘到周缘前陆盆地,沉积物的物源、古流、沉积体系及盆地动力学也发生明显的变化。被动大陆边缘处于总体伸展的构造背景下,盆底的沉积物类型和沉积体系反映被动大陆边缘的沉积背景和沉积序列。周缘前陆盆地处于挤压的构造背景下,一般形成被动大陆边缘浅水沉积之上的水体加深的深水沉积,之后随着造山带的强烈挤压和盆地被充填,逐渐形成水体变浅的沉积序列,即复理石-海相磨拉石-陆相磨拉石序列。周缘前陆盆地在毗邻造山带的边缘也易于发生同构造变形,早期前陆盆地的沉积通常被挤压变形形成新的物源沉积在后期的沉积层中。

无论是弧后前陆盆地还是周缘前陆盆地,双阶段的演化模式是其普遍的演化特征。Heller (1988) 总结了前陆盆地的双阶段演化模式:盆地早期(同造山阶段)盆底对造山带冲断的响应表现为盆地基底的快速沉降,形成特色的深水重力流沉积,因此前陆盆地的早期又称为复理石阶段。盆地晚期(后造山期)表现为盆地对隆升的冲断带剥蚀的响应。随着构造负荷的减弱,盆地基底下降幅度减小,盆底的快速充填使盆地变浅。因此盆地晚期以浅

水、粗碎屑的海相或陆相沉积为主,又称为磨拉石阶段。这种从复理石阶段到海相磨拉石-陆相磨拉石阶段的演化在很多典型的前陆盆地得到了验证。

1.2.3 前陆盆地的物质组分和物源分析

前陆盆地的物源分析是前陆盆地沉积学研究的重要内容,也是前陆盆地同造山过程的沉积响应研究的重要手段。前陆盆地物源分析主要包括碎屑或矿物组分的物源分析、沉积地球化学的物源分析及同位素测年技术的物源分析等。

(1) 碎屑或矿物组分的物源大地构造背景分析

前陆盆地充填沉积物中岩屑的分散形式和砂岩成分的研究对确定物源区的逆冲事件、构造背景和与沉积物对应物源层十分有效。前陆盆地的碎屑组分主要来自于再旋回的造山带,它包括各种变形和隆起后剥蚀的岩石。如大洋和海沟-斜坡沉积的俯冲带杂岩和混杂岩,弧后冲断带的褶皱的陆源沉积岩和变沉积岩,大陆和大洋沉积物的缝合带杂岩等。为此, Dickinson 和 Suczek (1979, 1980) 进一步将其分为 3 种类型: ①弧后冲断带物源, 主要由邻近前陆盆地的大陆成因的沉积岩和变沉积岩组成, 它以低长石和火山岩屑, 富石英和沉积岩屑为特征。②各种上隆的上地壳物源, 其碎屑组分反映燧石丰富的洋壳和俯冲带组合及上地壳褶皱冲断带组合。③陆间碰撞造山带或缝合带物源, 由各种构造上隆和大陆-大洋沉积的并置的物源为特征。根据野外露头的砾石组分统计和薄片中的砂粒的点计分析进行定量研究并用于恢复母源和板块背景, Dickinson (1984) 建立了不同构造背景下砂岩的三角端元判别模式图, 对不同的再旋回造山带的源岩形成的碎屑组分特征, 进行了总结和对比。在此基础上, Schwab (1986) 总结了阿巴拉契亚、西怀俄明、西阿尔卑斯等前陆盆地的物源碎屑组合, 恢复了它们形成的板块背景。

1984 年, Ingersoll 将镜下的统计方法进行了改革, 他将大块岩屑中砂粒级晶体和颗粒归并到矿物端元, 而非岩屑端元, 提出 GAZZI-DICKINSON 计点法, 该方法可以排除多次旋回的干扰。Roony 在 1994 年进一步指出, GAZZI-DICKINSON 计点法与颗粒大小有关, 它要求颗粒粒径在 $62.5\mu\text{m}$ 以上, 而颗粒粒径的变化势必影响到迪金森图解中 3 个端元 Q、F、L 的统计结果。另外, 沉积物中含有较多的成岩基质, 它们来源于不同的源区, 鉴定它们的来源是重要的, 所以针对细粒的泥质砂岩, 他提出应结合光学及 X 光能谱分析, 将细粒的基质及蚀变产物复原, 估算出改正系数, 求出考虑改正系数后的 Q、F、L 值, 该方法称之为新 GAZZI-DICKINSON 计点法。

Graham (1986) 认为, 砂岩和泥岩中所含的碎屑组分特征在世界各地都是一致的, 而砾岩虽然在体积上不方便分析, 但是它们所携带的物源信息不容易产生歧义, 所以利用它来进行分析是可行的。这样的砾岩已经逐渐定量地应用于将碎屑楔与断层运动联系起来的研究, 并且还可以确定物源区某个特定组的存在与否。

除了碎屑矿物以外, 重矿物在物源分析中的应用也得到了越来越多的重视, 该方法主要利用单颗粒重矿物的地球化学分异特征。随着电子探针的应用, 很多学者针对不同的地区, 利用不同的重矿物, 如: 辉石、角闪石、电气石、锆石、石榴石等, 分析提出了判别物质来源的指标和端元图, 如: Leterrier (1982) 对爱尔兰海、赫布里底群岛和北海海底沉积物中的辉石成分分析后提出利用 $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$ 图解来判定其物源是拉斑玄武岩或碱性玄武岩、利用 $(\text{Ti}+\text{Cr})-\text{Ca}$ 图解来区分辉石源区为造山带还是非造山带环境 (Haughto, 1991)。

Morton (1985) 对北海砂岩、新西兰和孟加拉扇地区海底第三纪 (古近纪—新近纪) 沉积物中的石榴石成分差异研究后提出 P、AS、GA 三端元图。

虽然重矿物地球化学特征对物源分析很灵敏, 但是其在沉积旋回中会受到风化、搬运、沉积等作用的影响。因此, Morton (1994) 提出利用具有相同物理和化学稳定性, 在相似的水动力条件下存在的重矿物特征指数来获取物源信息, 如利用 ATi (磷灰石/电气石: 指示层序是否受到酸性地下水循环的影响)、MTi (独居石/锆石: 可显示深埋砂岩物源区的情况)、GZi (石榴石/锆石: 用来判断层序中石榴石是否稳定) 等重矿物特征指数来指示物源特征 (Morton and Hurst, 1995)。Morton 在研究挪威白垩纪到古新世海底扇砂岩时, 利用金红石/锆石、独居石/锆石、铬尖晶石/锆石和磷灰石/电气石作为一个指示物源的参数, 为海底扇砂岩的来源提供了重要的判别参数 (Morton *et al.*, 2005)。

近年来有一些学者还利用电子探针及 LA- ICP-MS 等成分分析仪器, 测得重矿物中的常量元素、微量元素、同位素含量, 通过对比来确定沉积物物源。如 Copjakova (2005) 在研究波希米亚丘陵地区 Drahany 高地下石炭统灰煤沉积物物源的时候, 利用镁铝榴石—铁铝榴石中的常量元素和微量元素作为沉积物物源指示参数, 得出下部灰煤沉积物来源于北部和北西的 Moravo-Silesian 和 Lugian 地区, 而上部的灰煤沉积物来源于西部和西南部。此外, Spiegel 等 (2002) 在研究瑞士磨拉石盆地的时候, 也曾利用绿帘石的钕 (Nd) 和锶 (Sr) 同位素比值以及微量元素区分出 3 种类型的与绿帘石相关的砂岩, 第一种源于 Austroalpine 变质花岗岩, 第二种源于 Penninic 蛇绿岩, 第三种是前两个源区的混源, 并结合年龄数据讨论了中阿尔卑斯的演化历史。

除此以外, 近年来, 重矿物的某些物理性质对物源的指示意义也逐渐被一些学者认识到。Cardona (2005) 发现重矿物颗粒晶体表面晶纹和形态不仅可以进一步证实通过探针、地球化学和裂变径迹等方法获得的物源信息, 而且还可以区分重矿物演化阶段以及阐明从矿物开始搬运直到最终沉积, 影响矿物颗粒的不同过程, 并在研究 Guadalete 河流阶地时得到应用。

(2) 沉积地球化学的物源大地构造背景分析

在特定的大地构造背景下, 由于受到板块位置及岩浆活动的控制, 沉积盆地同其相应物源通过沉积物相互关联 (Dickinson and Suczek, 1979)。一定的盆地通常接受特定源区的碎屑供应, 因此盆地内的陆源碎屑在很大程度上反映了物源的特征。砂岩, 特别是浊积砂岩, 其地球化学组成与其沉积盆地的构造背景之间存在着很好的对应关系, 建立了常量元素判别图解 (Crook, 1974; Schwab, 1975; Bhatia, 1983)。Crook (1974) 总结了现代深海砂及河流砂的矿物学数据, 并发现古代杂砂岩组分变化与构造环境之间存在一定的关系, 认为贫石英杂砂岩 (SiO_2 : 58%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 1$) 是岩浆岛弧的象征, 中等石英含量杂砂岩 (SiO_2 : 68%~74%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) 是安第斯型大陆边缘及大陆地壳上部的指示, 富石英杂砂岩 (SiO_2 : 89%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$) 代表大西洋型被动大陆边缘的沉积。Schwab (1975) 在比较古代砂岩组成的基础上对该设想进行肯定并把它推广到各种砂岩, 分辨出裂谷、大西洋型、安第斯型和西太平洋型大陆边缘 4 种沉积构造环境。Bhatia (1983) 在研究澳大利亚东部杂砂岩时, 建立起 $\text{TiO}_2\% - \text{Fe}_2\text{O}_3\% + \text{MgO}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3\% + \text{MgO}\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}\%$ 四个判别图解, 并且尝试应用含有 11 个变量的判别方程 F1 - F2 来解决所研究浊积砂岩的构造背景问题, 划