

文章编号: 1000-0550(2001)01-0028-09

青藏高原北部可可西里盆地 第三纪风火山群沉积环境分析^①

刘志飞^{1,2} 王成善²

(¹ 同济大学海洋地质教育部重点实验室 上海 200092)

(² 成都理工学院沉积地质研究所 成都 610059)

摘要 青藏高原北部的可可西里盆地是高原腹地最大的第三纪沉积盆地, 分布着沉积厚度达 4 782.8 m 的早始新世—早渐新世风火山群灰紫色砂岩、泥岩和砾岩, 其沉积环境演化经历了四个阶段, 从早期 56.0~52.2 Ma 河流为主的环境, 到中期 52.2~43.1 Ma 的湖泊环境和 43.1~38.3 Ma 的河流与扇三角洲环境, 演变到晚期 38.3~32.0 Ma 河流为主的环境。古水流方向也由东北向变为南东向, 到晚期又转变为北向为主, 反映盆地沉积中心逐渐向东向北迁移。这种沉积环境演化和盆地沉积中心迁移可能受青藏高原早期隆升的影响。

关键词 沉积环境 风火山群 第三纪 可可西里 青藏高原

第一作者简介 刘志飞 男 1969 年出生 博士后 沉积学 青藏高原地质 海洋地质

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 前言

青藏高原的形成与隆升过程及其对全球气候变化的影响已备受国内外学者的普遍关注^[1~5], 从而成为“构造—气候”相互关系研究的典型实例^[3]。目前, 前人对青藏高原周边及邻近海洋和陆相盆地的研究程度已相当高, 这就容易造成高原隆升的研究是通过周边地区而不是通过高原本身的奇特现象^[6]。鉴于此, 我们在过去的 3 年中开展了高原北部可可西里盆地第三纪沉积与青藏高原隆升的相关性研究, 可可西里盆地分布在昆仑山和唐古拉山之间, 平均海拔高程 5 000 m 以上, 分布面积 101 000 km², 是青藏高原腹地最大的第三纪沉积盆地。初步成果已经显示可可西里盆地对于研究青藏高原早期隆升和地壳短缩具有重要作用^[7,8]。本文主要介绍可可西里盆地第三纪沉积的主体部份风火山群的沉积环境研究。

可可西里盆地第三纪沉积由下至上主要由风火山群、雅西措群和五道梁群组成。风火山群由张文佑、赵宗溥等(1957)创名于格尔木市唐古拉乡风火山二道沟, 时代为三叠纪, 后经全国地层会议(1959)厘定为白垩纪^[10]。青海省区域综合地质大队(1987)将其划为

早白垩世, 分为砾岩组和砂岩组^②, 之后根据古生物成果划为晚白垩纪, 细分为砂岩夹灰岩组、砂岩组、砂砾岩组^③。中英青藏高原综合地质考察队根据所获轮藻、介形虫及孢粉等化石, 将时代调为早第三纪或始新世^[9]。青海可可西里综合科学考察认为早白垩世到晚白垩世都有沉积, 再次将该地层时代定为未分白垩纪, 分为两个岩组和若干岩性段^[10]。本次研究对风火山群及其上覆的雅西措群沉积开展了详细的磁性年代地层学研究^[11], 野外采集 5 条连续剖面的 335 个采样点共 1 269 个定向岩芯样品, 经过美国加利福尼亚大学圣克鲁斯分校古地磁实验室 2G 低温磁力仪渐近热退磁实验, 测试出 28 个正常极性间隔, 这些极性间隔变化频率较高, 具有早第三纪的分布样式; 同时, 考虑到风火山中下部灰岩标志层中所产轮藻、介形虫和孢粉化石^[9]而将该层位限定为始新世等方法, 同现在普遍采用的标准极性年代表^[12]进行对比, 识别出从 C11n 到 C24n 共 13 个完整的极性时单元, 跨时约 26 Ma。结果显示风火山群沉积时代为早始新世—早渐新世, 年代为距今 56.0~32.0 Ma; 同时也获得了雅西措群的沉积时代为早渐新世(距今 32.0~30.0 Ma), 雅西措群的沉积环境分析将另文阐述。不整合于风火山群和雅西

① 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)、国土资源部九五重大基金项目(9501101-02)、中国博士后科学基金资助。

② 青海省区调综合地质大队. 1:20 沱沱河幅、章岗日松幅 [1-46] [15] [16] 区域地质调查报告(地质部分). 青海省地质矿产局(未出版), 1989

③ 青海省区调综合地质大队. 1:20 万赤布张错幅、温泉兵站幅 [1-46] [19] [20] 区域地质调查报告(地质部分). 青海省地质矿产局(未出版), 1987

措群之上的五道梁群生物碎屑灰岩沉积,地质时代为早中新世^[10]。本文对风火山群沉积环境的分析主要是通过广泛开展野外地质观察和测量来进行的。

2 地质背景

可可西里盆地位于巴颜喀拉地体西段和羌塘地体的北部,覆盖金沙江缝合带,北部以昆仑南缘缝合带为界,南部以坎巴塔软断裂为界,青藏公路从东部穿过(图 1)。盆地基底由三叠系、二叠—三叠系汉台山群、石炭—二叠系西金乌兰群组成,这三套岩系的总厚度达 23 000 m,它们之间均存在角度不整合^[10,13]。盆地的第三纪盖层包括由下向上的三套地层,分别为前述的早始新世—早渐新世风火山群、早渐新世雅西措群、早中新世五道梁群。风火山群由灰紫色砂岩、泥岩和砾岩组成,夹灰绿色含铜砂岩、灰黑色生物碎屑灰岩和灰白色薄层状石膏岩,厚度为 4 782.8 m。根据风火山群的沉积层序和岩性特征,由下向上可细分为四个岩性段^[11]。砂泥岩夹石膏层段,厚度为 846.8 m,年代为距今 56.0~52.2 Ma;砂泥岩互层夹灰岩层段,厚度为

1 116.4 m,年代为距今 52.2~43.1 Ma;砂砾岩段,厚度为 1 424.1 m,年代为距今 43.1~38.3 Ma;砂泥岩段,厚度为 1 395.5 m,年代为距今 38.3~32.0 Ma。雅西措群为紫红色、砖红色泥岩、含膏泥岩与紫红色粉砂岩、细砂岩韵律互层,夹白色石膏薄层和石膏结核层、少量灰绿色钙质粉砂岩和少量灰紫色砾岩。五道梁群表现为一套内陆湖泊相碳酸盐岩沉积,发育少量扇三角洲相砂岩、未固结砂泥以及底砾岩沉积,并在局部地区发育黑色油页岩^[14]。

可可西里盆地的盖层和基底岩系中发育一系列的走向北西西的逆冲断层(图 1),表明第三纪沉积可能经历了强烈地变形作用。前人研究已经显示风火山群发育了强烈地褶皱和断层作用^[8,15],在二道沟地区计算的风火山群南北短缩量约为 40%^[15],在五道梁地区计算的风火山群和雅西措群南北短缩量为 42.8%(约 53.1 km)^[8];而且,野外观察不整合上覆的五道梁群发育很弱的后期变形作用,呈现角度一般小于 30°的倾斜,这表明风火山群强烈的后期变形作用

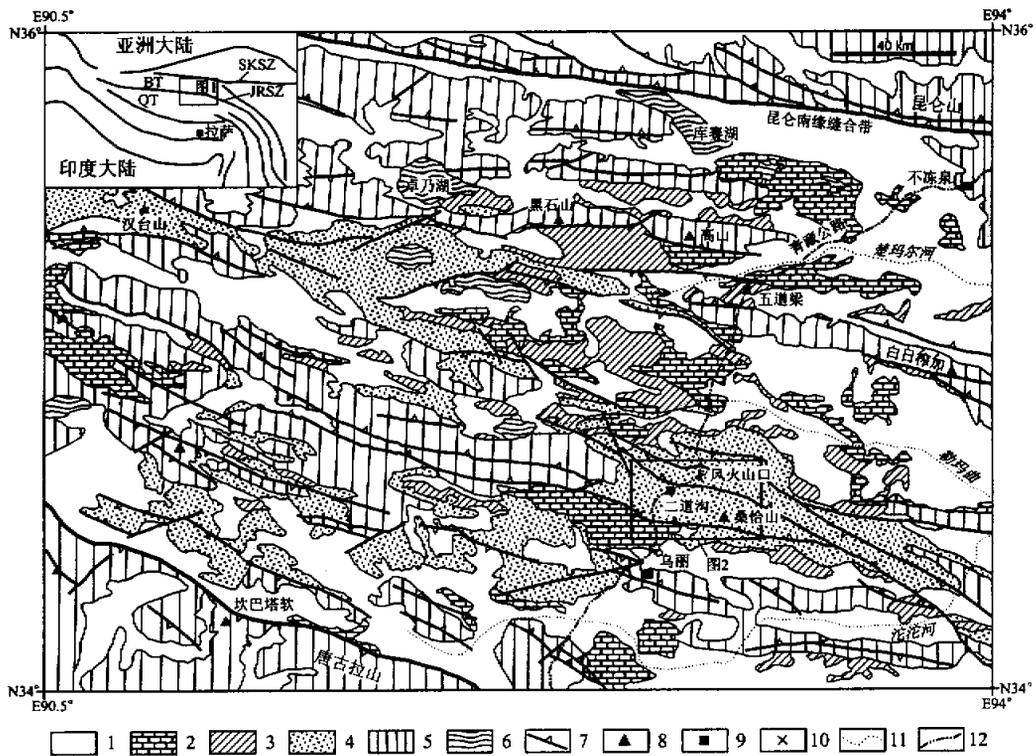


图 1 可可西里盆地地质简图(据文献^[10]修改)

- 1. 第四系/覆盖 2. 五道梁群 3. 雅西措群 4. 风火山群 5. 前三系基底 6. 湖泊 7. 逆冲断层 8. 山峰 9. 居民区;
- 10. 山口 11. 河流 12. 公路; BT. 巴颜喀拉地体 QT. 羌塘地体 SKSZ. 昆仑南缘缝合带 JRSZ. 金沙江缝合带

Fig.1 Simplified geologic map of the Hoh Xil basin(Modified from ref.^[10])

主要是发生在五道梁群沉积的早中新世之前的。因此,研究风火山群的沉积环境对于我们深入了解青藏高原的早期隆升和地壳短缩以及早第三纪本地区的古气候环境变迁具有一定作用。

3 沉积环境分析

风火山群的沉积环境分析工作主要是在位于盆地东南部二道沟地区的磁性年代地层剖面上进行的(图 1 2)。上文已经提到风火山群经历了强烈的后期变形作用,这样就很难在一个剖面露头上测量完整的地层层序。在野外追索和卫星照片纹象分析的基础上,我们选择了风火山群地层出露最好、最连续的二道沟桑恰山地区。分别实测了顶底相接的四条剖面,他们按地层层序由下向上分别是 GX、YP、GS、SP 剖面(图 2);其中,GX 剖面底部为区域性断层,YP 顶部为桑恰山向斜的核部,这样就避免了后期断层和褶皱造成的不利影响。风火山群沉积相分析采用 Miall 的沉积岩相和相组合分析原理和方法^[16,17],显示出风火山群主要由河流相和湖泊相组成,在剖面靠近中部位置发育扇三角洲相。这四个剖面的相分析列在图 3 中,沉积岩相和相组合解释列在表 1 和表 2 中。

3.1 河流相

河流相主要发育在风火山群剖面的砂泥岩夹石膏层段、砂砾岩段和砂泥岩段,由河道和河漫滩亚相组成,以砂岩和砾岩层向上变细变薄的层序为特征(图 3)。河道亚相包括分流河道、纵向沙坝、河床滞留沉积、边滩,河漫滩亚相包括天然堤、决口扇、洪泛平原(表 2)。分流河道以中—粗粒和含砾砂岩为主,地貌上多形成陡坡和山脊,砂岩以岩屑石英砂岩和长石石英砂岩为主,由沉积岩相 S_s、St 和 Sp 组成。砂岩单层

厚度多在 15~30 cm,多保存于冲刷面之上,砂岩中层理不发育,偶见发育条件一般的平行层理、槽状和板状交错层理,含砾砂岩中见粒序层理。这种地貌单元缺少垂向加积的泥质物,由辫状河形成,单个含砾砂岩→砂岩沉积旋回多为 0.5~1.2 m。纵向沙坝主要为中—厚层、细—粗细砂岩,可含砾岩,由沉积岩相 St 和 Sh₁ 组成。单个沙坝砂岩体厚度可达 1~2 m。在五道梁地区沙坝砂岩体的槽状交错层理中,前积层由定向扁平砾石组成,并显示出粒序层理,砂体内发育冲刷面构造。在二道沟桑恰山地区,沙坝中发育较好的槽状交错层理(图版 I-A),并切割下伏的平行层理,它是沙坝向下游或斜交主河道迁移过程中形成的。河床滞留沉积由发育粒序层理的砾岩和砂岩组成,以沉积岩相组合 G₁ 和 S_s 为特征。这是一种产出形式与纵向沙坝相伴生的砂砾质河床沉积,底面多为底冲刷面,向上过渡到纵向沙坝砂岩。砾岩体在横向上呈长透镜状,有时发育槽状交错层理,砂岩体一般无内部组构。边滩以中—厚层、细—粗粒砂岩为主,可含有砾岩,主要由沉积岩相 S_p 和 Sh₁ 组成。发育板状交错层理和平行层理,单个沙坝砂岩体厚度可达 4 m。在二道沟地区砂岩体的板状交错层理中,前积层由呈定向排列的紫色扁平泥砾构成,并表现出粒序层理构造(图版 I-B)。

天然堤以紫色粉砂岩、泥岩薄层或透镜体为特征,由沉积岩相 S_r、Sh₁ 和 Fl 组成。粉砂岩单层厚度以小于 5 cm 为主,透镜体长度不超过 50 cm,发育波痕(图版 I-C),波状层理、沙纹层理和爬升沙纹层理,常见水平方向的生物遗迹,是洪水期越岸水流在河漫滩上垂向加积的产物。决口扇以紫色粉—中砂岩、泥岩中—薄层或透镜体为特征,由沉积岩相 S_p、F_{sc} 和 F_m 组

表 1 可可西里盆地风火山群沉积岩相划分表(据文献[16],[17]修改)

Table 1 Lithofacies classification of the Fenghuoshan Group in the Hoh Xil basin (Modified from refs. [16] and [17])

相符号	岩 相	沉积构造	成因解释
G _{ms}	未分选,块状,杂基支撑砾	无内部组构	碎屑流沉积
G _m	分选中等,块状或大致呈层状,颗粒支撑砾	水平层理,叠瓦状构造	颗粒流沉积,纵向沙坝
G _p	分选中等,层状,颗粒支撑砾	板状交错层理	舌形沙坝,冲槽充填
G ₁	分选差,薄层或透镜状砾,杂基—支撑砾	粒序层理,或无内部组构	小型河道充填
St	中—差分选,可含砾,细—粗砂	槽状交错层理	沙丘
S _p	中—差分选,可含砾,细—粗砂	板状交错层理	舌形水坝
S _r	中—好分选,粉—粗砂	各种波痕	波痕
Sh ₁	中—差分选,可含砾,中—粗砂	平行层理,线理	面状底流沉积
Sh ₂	中—好分选,粉—粗砂	水平层理	低流态沉积
S _s	中—差分选,可含砾,粉—粗砂	无	片状颗粒流沉积
Fl	砂,粉砂,泥	细纹理,很小的波痕	越岸沉积,或退洪沉积,湖泊
F _{sc}	粉砂,泥	纹理状至块状	河漫滩沉积,湖泊
F _m	粉砂,泥	块状,泥裂	越岸沉积,湖泊
P	薄层状,碳酸盐泥,粉砂质灰岩	含粉砂和生物化石	越岸沉积,湖泊
P _c	很薄层状石膏	薄层状	越岸沉积,湖泊

表 2 可可西里盆地风火山群沉积岩相组合(岩相符号解释见表 1)

Table 2 Facies associations of the Fenghuoshan Group in the Hoh Xil basin.(See Table 1 for explanation of lithofacies)

相	亚 相	微相(岩相)
湖泊	滨湖	Sr ,Sh2 ,Sc ,F1
	浅湖	Sh2 ,Sr ,F1 ,Fsc ,P
	深湖	Sh2 ,P
	盐湖	Pc ,Fm
扇三角洲	扇三角洲前缘	水下分流河道(SDC):Gms ;纵向砾坝(LGB1):Gm ; 舌形砾坝(LGB2):Gp ;前缘薄层砂(SS) Ss ,Sr
	扇三角洲平原	辫状分流河道(BDC):Gms ,Gm ;纵向砾坝(LGB1):Gm ; 废弃河道(AC):G1 ,Sh2 ;洪泛平原(FP) Ss ,Fm
河流	河道	分流河道(DC):Ss ,St ,Sp ;纵向沙坝(LSB) St ,Sh1 河床带留沉积(BLD):G1 ,Ss ;边滩(PB) Sp ,Sh1
	河漫滩	天然堤(NL) Sr ,Sh2 ,F1 ;决口扇(CS) Sp ,Fsc ,Fm 洪泛平原(FP) Ss ,Sr ,Sh2 ,F1 ,Fsc

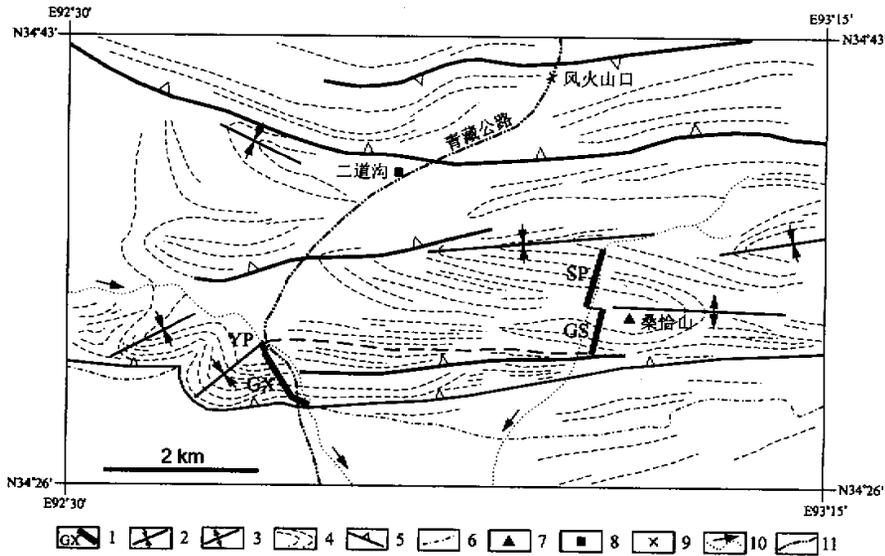


图 2 可可西里盆地二道沟地区地质简图

1. 实测剖面 2. 向斜 3. 背斜 4. 卫片纹象 5. 逆冲断层 6. 不整合界线 7. 山峰 8. 居民区 9. 山口 ;10. 河流 ;11. 公路

Fig.2 Geological sketch map of the Erdaogou area in the Hoh Xil basin

成。砂岩单层大于 20 cm ,发育板状交错层理、细纹理 ,底部为冲刷和充填构造 ,是发洪水时过量的洪水冲决天然堤 ,在天然堤靠近洪泛平原一侧的斜坡上形成。

洪泛平原主要由沉积岩相 Ss、Sr、Sh2、F1 和 Fsc 组成 ,以紫红色泥岩夹薄层粉砂岩或泥质粉砂岩互层为特征 ,在地貌上呈齿状 ,发育波痕、波状层理、沙纹层理、生物遗迹和泥裂 ,泥岩厚度多大于 30 cm ,粉砂岩或细砂岩以单层 10 cm 厚占多数。

3.2 湖泊相

湖泊相主要发育在风火山群剖面的砂泥岩互层夹灰岩层段 ,在砂泥岩夹石膏层段和砂泥岩段也有少量

分布 ,以粉砂岩和砂岩层向上变粗变厚为特征(图 3) ,可以细分为滨湖、浅湖、深湖和盐湖四个亚相(表 2) ,他们具有各自的沉积特征。

滨湖亚相由紫色泥岩夹薄—中层、细—中砂岩和粉砂岩组成 ,沉积岩相组合为 Sr、Sh2、Ss 和 F1。泥岩单层厚度为 20 ~ 40 cm ,块状或发育水平层理 ,见水平和斜交层面的虫迹 ;砂岩单层一般 30 ~ 50 cm ,发育波状交错层理、沙纹层理和板状交错层理 ,夹有小型粉砂岩透镜体。在二道沟地区 ,在一层粉砂岩的顶面上发育两组方向近于垂直的单向流水直线脊波痕(图版 I - D) ,大的波痕反映的古水流为 21° ,小的波痕为 286° ,

这充分说明湖泊注入流(大波痕)和湖岸沿岸流(小波痕)的滨湖沉积环境特征。

浅湖亚相由紫红色泥岩夹紫色薄层细砂岩组成,沉积岩相组合为 Sh₂、Sr、Fl、Fsc 和 P。发育生物扰动构造,说明了含氧的湖水环境。但也发育一些局部局限的浅湖环境,见少量粉砂质泥灰岩,呈砖红色或灰色,与上下紫红色砂泥岩界线明显。爬升沙纹层理广泛发育(图版 I-E),表明物源区沉积物供给充足,或是由于沉积物重力流成因。

深湖亚相由灰绿色砂岩夹灰黑色薄—中层泥灰岩为特征,沉积岩相组合为 Sh₁ 和 P,主要发育在 GX 和 YP 剖面中,共见有约 15 个泥灰岩夹层,灰岩厚度为 10~80 cm 不等,灰岩的底界面与灰绿色砂岩多为突变接触,上界与紫红色泥岩、粉砂岩多呈过渡关系(图版 I-F)。灰岩为泥晶结构,偶见介形虫、腹足、轮藻等生物化石碎屑。

盐湖亚相由紫色含膏泥岩夹泥质粉砂岩组成,沉积岩相组合为 Pc 和 Fm,分布在 GX 剖面中,代表一种特殊的滨湖和浅湖沉积环境。泥岩及泥质粉砂岩具块状构造或发育不好的波状、水平状纹层,而在粉砂岩夹层中见有小型沙纹层理和波痕。石膏以薄层状产出,代表了局限的含膏盐湖的沉积环境(图版 I-G)。

3.3 扇三角洲相

扇三角洲相主要发育在风火山群剖面的砂砾岩段 GX 剖面的中上部(图 3),以砾岩层向上变粗变厚为特征,分为扇三角洲平原和前缘亚相。扇三角洲平原包括辫状分流河道、纵向砾坝、废弃河道、洪泛平原,扇三角洲前缘包括水下分流河道、纵向砾坝、舌形砾坝、前缘薄层砂(表 2)。

辫状分流河道和水下分流河道主要由厚层、块状、细粒砾岩组成,沉积岩相组合为 G_{ms} 和/或 G_m。砾岩呈巨型透镜状,延伸可达 0.5 km,有时为颗粒支撑,发育平行层理和不明显的叠瓦状构造(图版 I-H)。后者具有不明显的底侵蚀现象,上下粒序间多为突变关系。这种分流河道为碎屑流或片状颗粒流成因,后者是前者在水下的延续部份。

纵向砾坝和舌形砾坝由颗粒支撑的砾岩组成,沉积岩相组合为 G_m 和 G_p。平行层理和砾石的叠瓦状排列发育,在舌形砾坝中还发育板状交错层理。岩层顶底与砂岩层常为突变接触,顶界平坦或呈上拱状,底界可见冲刷凹槽,为片状颗粒流堆积形成。

废弃河道主要由沉积岩相 G_l 和 Sh₂ 组成,基本特征是下部是杂基—颗粒支撑、分选差、薄层或透镜状细砾岩,无内部结构,上部为含少量砂纹层理的粉砂岩,是河流由于河床的截直或迁移而形成,常显示出两元

结构特征。

前缘薄层砂以分选较好的薄层细—粉砂岩组成为特征,沉积岩相组合为 S_s 和 S_r,延伸范围广,发育对称波痕和少量沙纹层理,常与滨湖泥岩组成韵律层理,是扇三角洲前缘受湖水的波浪作用改造和搬运而形成。

3.4 沉积环境演化

由上述的风火山群沉积相分析可以看出,在早始新世—早渐新世的 24.0 Ma 期间,可可西里盆地的沉积环境经历了 4 个阶段的重要变化,同时古水流方向也发生了转变(图 3)。在风火山群最早期的砂泥岩夹石膏层段沉积时(56.0~52.2 Ma),以河流环境为主,古水流方向以北东为主,并含短期的盐湖环境,反映当时的气候比较干燥。在砂泥岩互层夹灰岩层段沉积时(52.2~43.1 Ma),沉积环境转变成湖泊,少量的古水流数据仍然显示北北东方向,从本期沉积开始不发育石膏,但发育若干短期的深湖灰岩沉积,表明气候比较温暖。从形成到本期,盆地一直处在趋于相对稳定的环境中,受到南缘的边界断层控制。在砂砾岩段沉积中(43.1~38.3 Ma),沉积环境转变为河流,并向上逐步变成扇三角洲环境,古水流方向转为以南东为主。在风火山群扇三角洲砾岩最发育的时期(GS 剖面上部约距今 40 Ma,图 3),沉积环境和物源区发生的明显变化表明沉积盆地的格局在此期有重大改变。同时,青藏高原东部大约 40 Ma 也开始发育反映东西向扩张的钾质熔岩,并被认为是青藏高原早期快速隆升的开始^[18]。因此,风火山群沉积环境的这种变化可能是受青藏高原的早期隆升影响。在最晚期的砂泥岩段沉积期间(38.3~32.0 Ma),沉积环境又转变为以河流为主,含短期湖泊环境,古水流又转变为以北向为主,表明南缘边界断层的持续控制作用。因此,整个风火山群沉积时期的盆地沉积中心逐渐向东向北迁移,反应盆地演化主要受到来自西部和南部的构造作用控制,并与青藏高原的早期隆升直接有关。

4 主要结论

可可西里盆地风火山群主要由灰紫色砂岩、泥岩和砾岩组成,夹灰绿色含铜砂岩、灰黑色生物碎屑灰岩和灰白色薄层状石膏岩,沉积厚度为 4 782.8 m,沉积时代为早始新世—早渐新世,年代为距今 56.0~32.0 Ma。风火山群的沉积环境为河流—湖泊—扇三角洲,经历了 4 个阶段的演化(1)56.0~52.2 Ma,以河流环境为主,发育短期的盐湖环境,反映当时气候比较干燥,古水流方向以北东为主(2)52.2~43.1 Ma,为湖泊环境,发育深湖相的生物碎屑灰岩,古水流方向仍然为北北东(3)43.1~38.3 Ma,以河流环境为主,向上

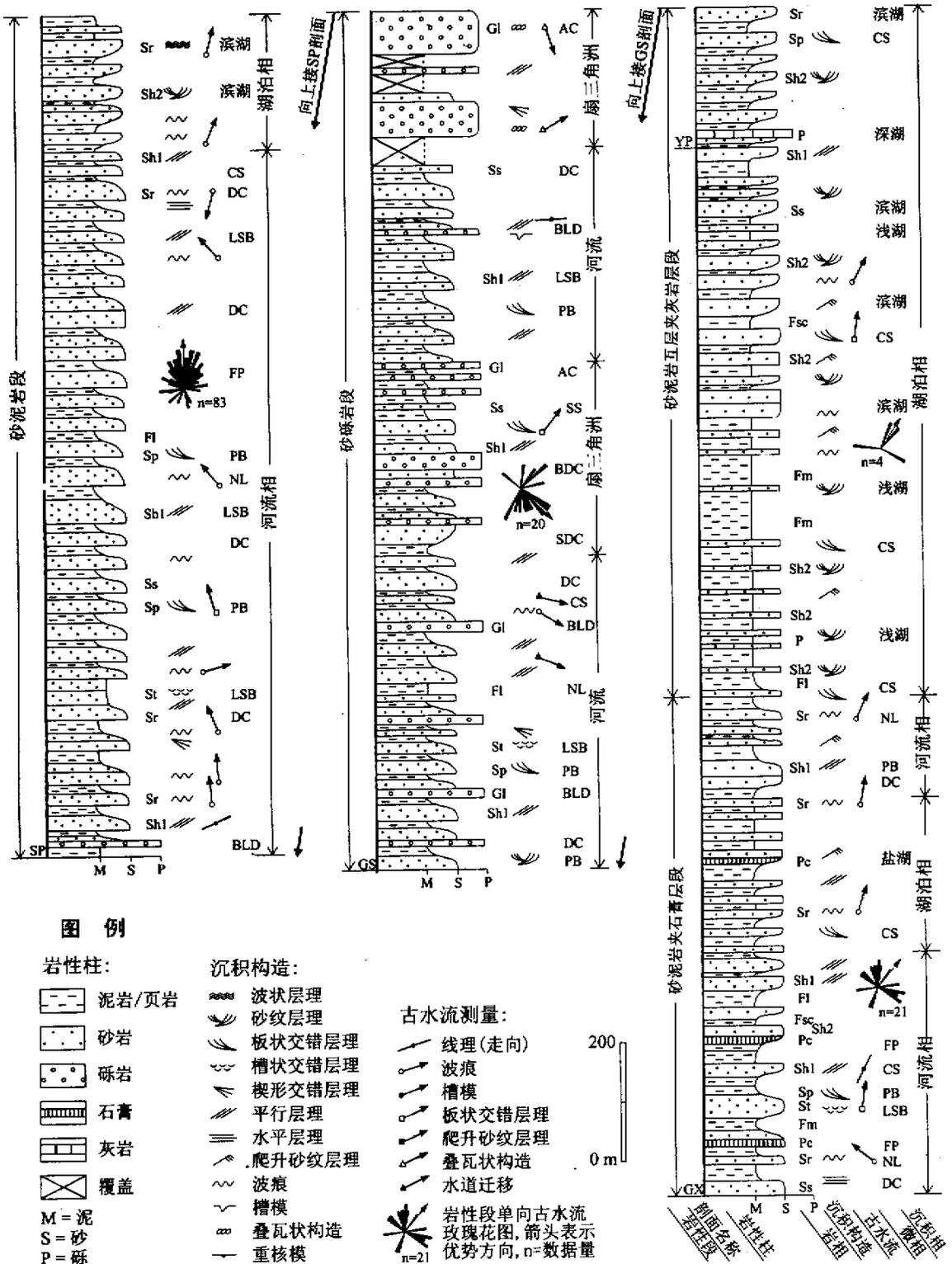


图 3 可可西里盆地风火山群实测剖面的沉积相分析
 沉积相符号及其解释见表 1 沉积相组合和微相解释见表 2 剖面位置见图 2

Fig.3 Sedimentary facies analysis of the Fenghuoshan Group from measured sections

逐渐转变为扇三角洲环境,古水流转向南东,表明沉积盆地格局发生重大改变,可能是受青藏高原的早期隆升影响(4)38.3~32.0 Ma,以河流环境为主,含短期湖泊环境,古水流转变为以北向为主,反映盆地中心逐渐向东向北迁移。

伊海生教授、刘顺副教授、李祥辉副教授、胡修棉、魏明建副教授、朱利东副教授、王士峰参加野外工作,汪品先教授、Stephen D. Ellen 博士为本文提出宝贵意见,借此一并表示谢忱。

参 考 文 献

- 1 李吉均,文世宣,张青松等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨[J]. 中国科学, 1979, 6: 608~616
- 2 Ruddiman W F and Kutzbach J E. Plateau uplift and climatic change[J]. Scientific American, 1991, 264: 66~75
- 3 Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. The uplift-climate connection: A synthesis[A]. In: Ruddiman W F. Tectonic uplift and climate change[C]. New York and London: Plenum Press, 1997. 471~515
- 4 李吉均. 青藏高原隆升与环境研究的回顾与争议[A]. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[C]. 广东: 广东科技出版社, 1998. 1~16
- 5 汪品先. 亚洲形变与全球变冷——探索气候与构造的关系[J]. 第四纪研究, 1998, 3: 213~221
- 6 Copeland P. The when and where of the growth of the Himalaya and the Tibetan plateau[A]. In: Ruddiman W F, *de*. Tectonic uplift and climate change[C]. New York and London: Plenum Press, 1997. 19~40
- 7 刘志飞. 青藏高原腹地第三纪沉积与高原隆升的关系: [学位论文]

[D]. 成都: 成都理工学院, 1999

- 8 Wang C S, Liu Z F, Zhao X, et al. Sedimentology of the Fenghuoshan Group in the Hoh Xil basin, northern Qinghai-Tibet plateau: Implication for the plateau uplift history. In: Universities of Potsdam, Tübingen and Würzburg. The 14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop[C]. Kloster Ettal: Terra Nostra, 1999. 166~167
- 9 尹集祥, 徐均涛, 刘成杰等. 拉萨至格尔木的区域地质[A]. 见: 中英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化[C]. 北京: 科学出版社, 1990. 1~48
- 10 张以蒹, 郑健康. 青海可可西里及邻区地质概论[M]. 北京: 地震出版社, 1994. 40~44, 177
- 11 Liu Z F, Zhao X, Wang C S, et al. Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil basin: Implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan plateau[J]. Geophys J Int, 2000 (in revision)
- 12 Harland W B, Armstrong R L, Cox A V, et al. A geologic time scale 1989[R]. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. 263
- 13 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991. 662
- 14 Liu Z F and Wang C S. Oil shale in the Tertiary Hoh Xil basin, northern Qinghai-Tibet plateau[J]. Am Assoc Pet Geol Bull, 1999, 83: 1890
- 15 Coward W P, Kidd W S F, 潘耘等. 拉萨至格尔木的构造[A]. 见: 中英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化[C]. 北京: 科学出版社, 1990. 321~347
- 16 Miall A D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary[A]. In: Miall A D. Fluvial Sedimentology[C]. Can Soc Petro Geol Mem 5, 1978. 597~604
- 17 Miall A D. Principles of sedimentary basin analysis[M]. New York: Springer-Verlag, 1984. 668
- 18 Chung S, Lo C, Lee T, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago[J]. Nature, 1998, 394: 769~773

Depositional Environment of the Tertiary Fenghuoshan Group in the Hoh Xil Basin, Northern Tibetan Plateau

LIU Zhi-fei^{1,2} WANG Cheng-shan²

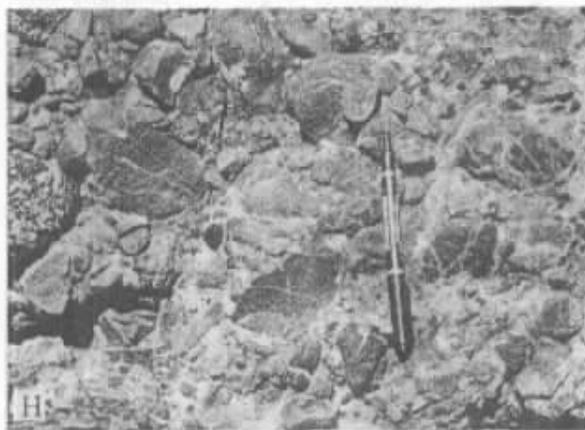
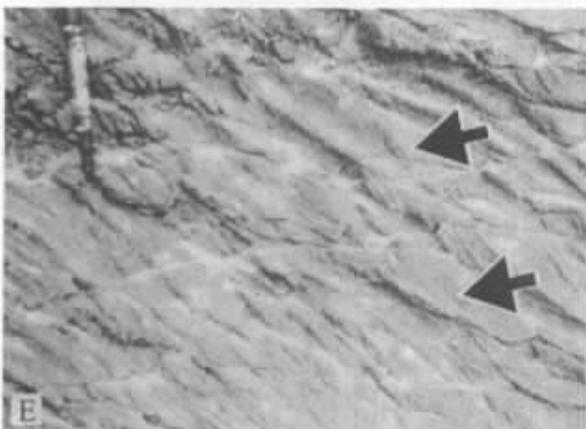
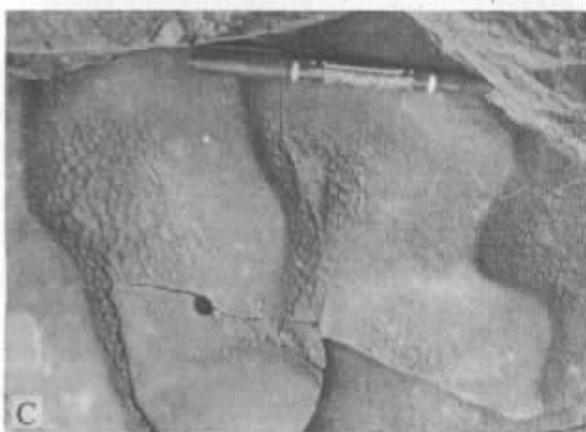
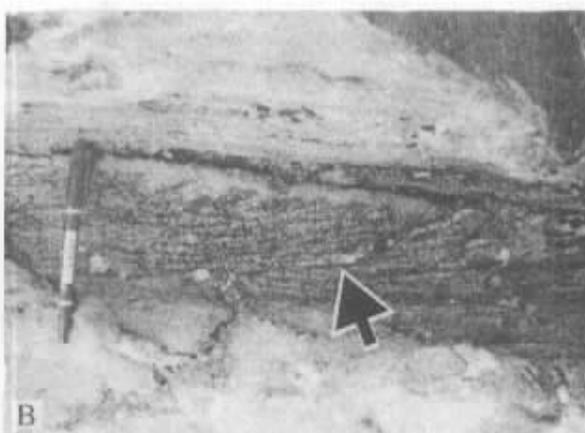
¹(Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092)

²(Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

Abstract

Fenghuoshan Group, with total thickness up to 4 782.8 m and geologic age from Early Eocene to Early oligocene, is widely distributed in the Hoh Xil basin, which is the largest Tertiary sedimentary basin in the hinterland of the Tibetan plateau. The pile of sediments consists of gray-violet sandstone, mudstone, and conglomerate. The evolution of depositional environment has undergone four periods: mainly fluvial environment during 56.0~52.2 Ma, lacustrine environment during 52.2~43.1 Ma, fluvial and fan-delta environments during 43.1~38.3 Ma, and mainly fluvial environment during 38.3~32.0 Ma. Paleocurrent directions were changed to east-southward from east-northward in the early period, then to northward in the late period. These changes indicate the depocenter of the Hoh Xil basin migrated eastward and northward. The evolution of the depositional environment and migration of the depocenter could be affected by early uplift of the Tibetan plateau.

Key words depositional environment Fenghuoshan Group Tertiary Hoh Xil basin Tibetan plateau



图版说明 I A. 风火山群紫红色粗砂岩中发育的槽状交错层理, 为牵引流推动沙垅迁移并充填河道而形成, 呈纵向砂坝分布; B. 二道沟西山发育的风火山群紫红色扁平泥砾呈定向排列构成板状交错层理的前积层边滩层序, 并呈现粒序层理构造(箭头指示前积层); C. 风火山群紫红色泥质粉砂岩中发育的舌形波痕构造; D. 二道沟风火山群 GX 剖面发育的两组方向近于垂直的单向流水直线脊波痕组合, 反映流水注入湖泊和湖岸沿岸流的滨湖特征; E. 风火山群砖红色泥质粉砂岩中发育的小型爬升沙纹层理构造(箭头指示前积层); F. 风火山群发育的灰黑色含生物化石泥灰岩层, 沿走向延伸稳定; G. 风火山群下部发育的白色极薄层石膏在紫红色砂泥中顺层产出, 石膏纤维状晶体与层面垂直, 厚约 10 mm; H. 风火山群紫灰色粗砾岩岩石学特征, 砾石部分呈叠瓦状排列, 次圆—圆状磨圆, 分选中等, 孔隙—接触式胶结, 细砾、砂质和泥质填隙; 图版中比例尺: 记号笔长 14 cm, 地质锤长 45 cm。