晚二叠世磁性地层及国际对比意义

金玉玕 尚庆华 曹长群
(中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008)

摘要 磁性地层与化石带及同位素年龄的检验结果表明: 石炭纪-二叠纪反极性超带与二叠纪-三叠纪混合极性超带的分界——伊拉瓦拉极性反转出现在瓜德鲁普世沃德期末, 同位素年龄为265 Ma. 晚二叠世极性地层可以划分为4个极性带, 分别约相当瓜德鲁普世卡匹敦期、乐平世吴家坪期、长兴期早期和长兴期晚期. 这一磁性地层序列为超越长期未能克服的沉积相和生物地理隔障, 为建立高精度的晚二叠世地层对比提供了依据.

关键词 二叠纪 磁性地层 生物地层 伊拉瓦拉极性反转

地磁极性面和地磁极性地层单位具有世界性分布, 而且基本上是等时的. 二叠纪生物区系的分异极为强烈, 很难依靠生物地层建立全球性对比, 所以磁性地层资料显得特别重要. 二叠纪早期和中期(约30 Ma)都属于石炭纪-二叠纪反极性超带(CPRM)或基亚曼(Kiaman)极性期, 只有晚期(约15 Ma)属于二叠纪-三叠纪混合极性超带(PTMM)或伊拉瓦拉(Illawarra)极性期[1,2]. 两个超带的界面以第一个正极性带的出现为标志, 称伊拉瓦拉极性反转(Illawarra Reversal), 是各大陆都能识别的时间标志. 在伊拉瓦拉极性反转之上的瓜德鲁普世和乐平世地层中, 正反极性层交替出现, 有利于建立详细的磁性地层分带, 作为跨地区高精度对比的重要依据. 我国具备层序完整的晚二叠世海相和陆相地层, 近10年来成为国际合作研究二叠纪-三叠纪混合极性超带的重点地区, 并建立了一些磁性地层剖面. 地磁极性缺乏个性, 如果没有生物地层和同位素年龄资料佐证, 时代很难确定. 虽然目前建立的磁性地层剖面的古地磁测试结果被认为可信度较高, 但是大都没有充分利用生物地层资料进行校验, 以致各家对极性层年代的解释和对比很不一致. 例如, 李华梅等人[3]确定茅口组顶部为反极性, 长兴组包含正极性带, 推测伊拉瓦拉极性反转面出现在吴家坪组. 另一方面, Embleton等人[4]认为上石盒子组下部的正极性层代表伊拉瓦拉极性反转, 时代为Ufimian期或瓜德鲁普世(Guadalupian)的早期. 吴家坪阶和Ufimian阶下界的数值年龄分别约为258 Ma和272 Ma, 两者相差的时限超过10 Ma. 作者等根据最新的生物地层和同位素年龄资料, 重新分析各极性层的地质时代后, 发现各磁性地层剖面的对应性很高, 足以建立一个晚二叠世综合磁性地层序列. 现将根据生物地层、同位素年龄和磁性地层互相校验而建立的综合层序及其国际对比潜力评述如下.

1 伊拉瓦拉极性反转事件

伊拉瓦拉极性反转事件首先在澳大利亚悉尼盆地南部确定. Irving等人[5]发现二叠纪岩层的天然剩磁大部分呈现反极性, 从Gerringong火山岩之上开始出现正极性, 并形成正、反极性层交替的序列(图1). 以后在俄罗斯莫斯科盆地Tatar组下部[6]、美国瓜德鲁普山的Yatse组[7]、德国Thuringen盆地赤底统Havel组[8]等地发现, 使这些处在不同大陆并缺乏可资对比的化石的地层, 有可能用一条等时线联结起来, 从而引起广泛的注意. 不过, 对伊拉瓦拉极性反转的层位一直缺乏精确的生物地层控制, 与海相化石带的层位关系尤不明确.

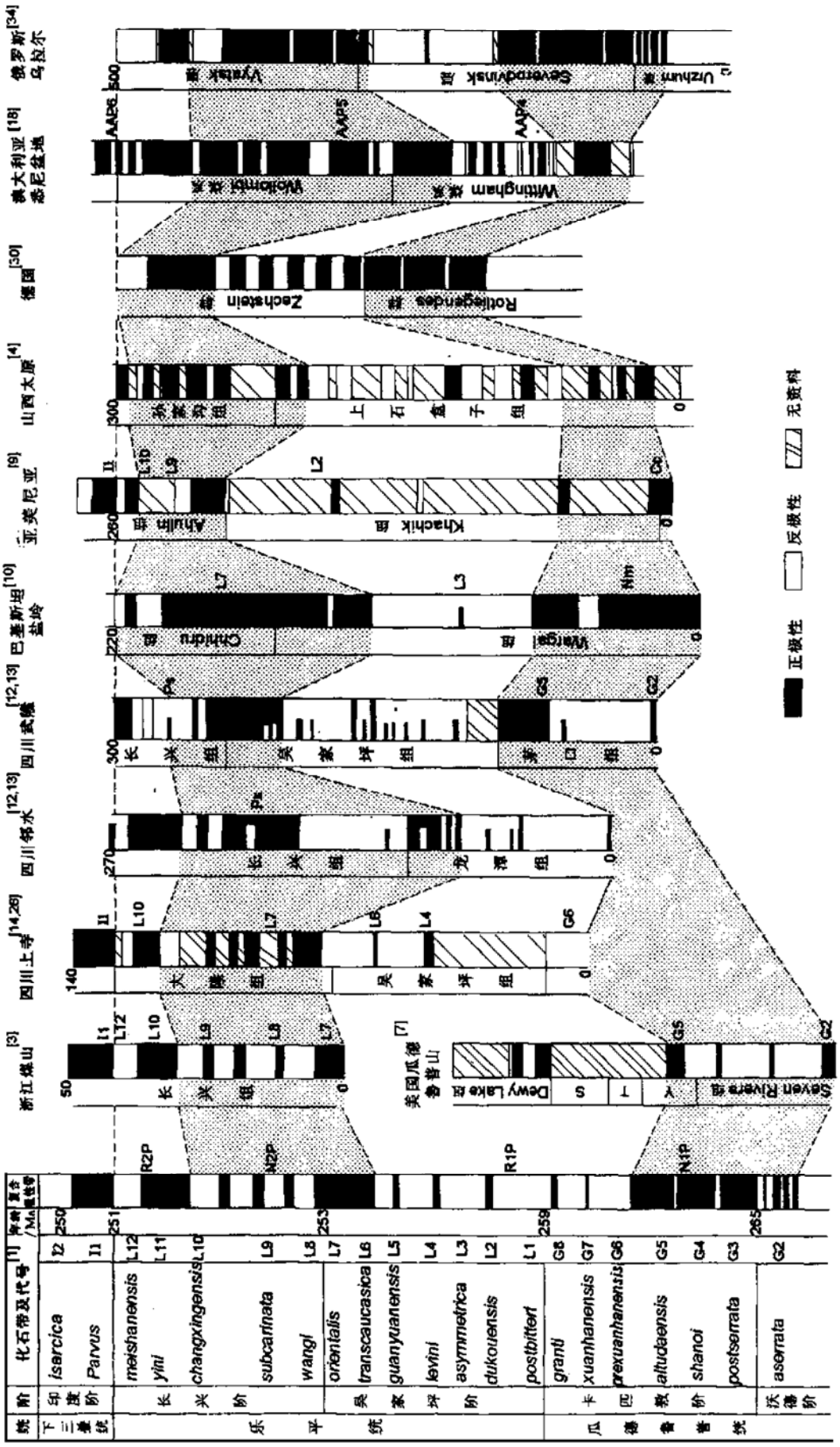

图1 晚二叠世极性地层、生物地层带与同位素年龄对比表

极性地层柱顶部左侧的数字为剖面厚度；S-Salado 组，T-Tansill 组，Y-Yates 组，Pa-*Palaeofusulina sinensis* Zone，Nm-*Neoschwagerina margaritae* Zone，Ca-*Chusenella abichi* Zone，AAP4，5，6-孢粉化石带

1.1 在海相沉积区的层位

晚二叠世海相地层的化石分带较详细,便于确定伊拉瓦拉极性反转的详细层位. 目前已有生物地层资料控制较好,古地磁测试结果的可信度较高的几个剖面可供分析. 在瓜德鲁普统的标准地点——美国新墨西哥州的瓜德鲁普山的礁后相序列中,早期的研究者发现正极性层出现在相当于Bell Canyon组上部的Yatse组[7]. 最近系统研究该地盆地相序列的结果,表明伊拉瓦拉极性反转的层位为Bell Canyon组的Hegler灰岩段与Pinery灰岩段之间,相当沃德阶(Wordian Stage)的顶部,即 *J. aserrata* 带顶部. 同时,Bowring等人[16]采用锆石铀-铅同位素稀释热电离子质谱分析法,测得Hegler灰岩段顶部的凝灰岩层年龄为(265.3±0.2) Ma.

在亚美尼亚,晚二叠世最低的正极性层出现在Arpin组 *Chusenella abichi* 带顶部,相当 *Neoschwagerina margaritae* 带之顶[9];在巴基斯坦盐岭则见于Wargal组下部,该部也产 *N. cf. margaritae*[10,11]. 在我国,陈海泓等人[12]确定四川武隆县江口茅口组顶部(相当第三段底部)出现正极性带. 研究者[13,14]曾怀疑该带并不代表伊拉瓦拉极性反转事件,而采用龙潭组的正极性带为其代表,认为二叠纪-三叠纪混合极性超带起始于吴家坪阶上部,而将茅口组上部的正极性带归入CPRM. 显然,这一推断与已知的生物地层资料相矛盾. 因为,在四川武隆县江口剖面,层位最低的正向带出现在离茅口组顶面90 m处,接近硅质层段之底,低于 *Yabeina* 带. 如与宣汉渡口剖面对比[15],此层应处在 *Jinogondolella aserrata* 带上部,大体相当 *N. margaritae* 带,也即沃德阶顶部.

总之,在海相地层测得的磁性地层资料充分说明,伊拉瓦拉极性反转的层位为沃德阶顶部,相当䗴类 *N. margaritae* 带,牙形化石 *J. aserrata* 带的顶部,同位素年龄约为265 Ma.

1.2 在命名地区的层位

在伊拉瓦拉极性反转的命名地——澳大利亚新南威尔士州的Kiaman地区,晚二叠世生物地层序列虽然与瓜德鲁普统和乐平统的标准序列难以直接对比,但可以通过巴基斯坦盐岭等过渡性地区的晚二叠世生物地层进行间接对比. Gerrington火山岩层之上的Illawarra煤系所产的孢粉化石被归入U 5c组合,可与盐岭Wargal组的孢粉组合对比, Illawarra煤系之上为Narrabeen群,其底部所产孢粉组合TR1a与盐岭Chhidru组上部的孢粉组合对比[17]. Wargal组下部产华南孤峰阶顶部䗴类带化石 *N. cf. margaritae*, Wargal组上部含 *Clarkina asymmetrica* 和 *C. leveni* 等吴家坪阶中下部的牙形化石. 由此可见在命名地的伊拉瓦拉极性反转的层位相当孤峰阶顶部. 我国阳新世孤峰阶顶部相当国际年代地层表中瓜德鲁普统的沃德阶顶部.

最近在澳大利亚悉尼盆地北部确定伊拉瓦拉极性反转出现在Wittingham煤系[18],按澳大利亚通用年代地层表,该煤系的时代为Ufimian期. 但澳大利亚的二叠系虽然采用俄罗斯乌拉尔的传统划分方案,两地区的生物群却属于迥然不同的生物区系,其间缺乏可资对比的生物地层依据,而需要根据非生物地层资料进行校正. 实际上在乌拉尔地区,Ufimian阶远低于伊拉瓦拉极性反转的层位[34]. 另一方面,最近测得与Wittingham煤系下部相当的Mulbring组所含凝灰岩层的SHRIMP年龄为(264.0±2.2) Ma,与美国瓜德鲁普山的瓜德鲁普统沃德阶顶部的年龄接近[19]. 后者为(265.3±0.2) Ma, 而且也是伊拉瓦拉极性反转层位[20]. 这一对比进一步证明,命名地区的伊拉瓦拉极性反转也出现在沃德阶的顶部,同位素年龄接近265 Ma.

1.3 在其他非海相沉积区的层位

在俄罗斯乌拉尔的二叠纪传统标准剖面所在地,多年的磁性地层研究已经证明,伊拉瓦拉

极性反转出现在Tatarian阶中部,至今未在其下方的Kazanian阶和Ufimian阶发现正极性层[6, 28, 29, 34]. 新近的研究结果都表明,正极性层始见于Urzhum层顶部,而且数个很薄的正、反极性层交替出现,组成不厚的磁性地层过渡带[34]. 由此推论,伊拉瓦拉极性反转可能不是单一的磁性地层极性反转面.

在山西太原附近,Embleton等人[4]测得伊拉瓦拉极性反转的层位处于上石盒子组下部. 按我国传统的二叠系地层表,石盒子组被划归上二叠统. 由于国际地质年代表[21]的上二叠统包括瓜德鲁普统和乐平统,以致Embleton等误认为,上石盒子组的下部应相当瓜德鲁普统下部的Ufimian阶. 不过我国传统二叠系地层表的上二叠统与国际地质年代表的不同,只相当于乐平统,并不包括瓜德鲁普统. 上石盒子组含 *Gigantonoclea hallei-Fascipteris* spp-*Lobatannularia ensifolia* 植物化石组合,与华南龙潭组植物群相当,时代属于瓜德鲁普统晚期至乐平世早期[22]. 因此,出现在石盒子组下部的伊拉瓦拉极性反转仍为瓜德鲁普世晚期[23].

2 地磁极性单位的综合层序

究竟晚二叠世的地磁极性转换序列应归纳为几个地磁极性地层单位为宜? 由于各剖面的地磁极性记录的完整性和清晰程度很不相同,目前还难以实行极性层的逐层对比,通常根据各时期极性层的组合特点划分为4个极性带.

2.1 海相沉积区的层序

首先,代表伊拉瓦拉极性反转的极性过渡层及其上的2个层位稳定的正极性层和其间的反极性层,可归纳为一个正极性带(N1P). 下部正极性层属于瓜德鲁普世沃德阶顶部. 其上的反极性层和另一个正极性层与盐岭Wargal组下部及亚美尼亚哈契克组上部的正极性层可以对比,属于瓜德鲁普统卡匹敦阶(Capitanian stage). 由于这些剖面上缺乏卡匹敦阶上部和吴家坪阶底部的沉积,所以卡匹敦阶上部的地磁极性转换序列缺乏完整的记录,以致该正极性层上限的层位难以在该剖面确定. 这一缺陷可以从四川广元上寺剖面得到补充. 该处茅口组顶部呈现反极性,层位相当卡匹敦阶顶部的 *Jinogondolella altudaensis* 带. 如果这一极性层的测定结果是可靠的,那么N1P正极性带的上界即处于卡匹敦阶顶部.

瓜德鲁普统与乐平统之间的连续碳酸盐沉积目前仅见于广西来宾红水河向斜[24]. 笔者与Menning[25]采样研究后,因重磁化强烈,至今未能得到可信度较高的结果. 盐岭Wargal组上部含 *Clarkina asymmetrica* 和 *C. leveni* 等吴家坪阶中下部的牙形化石,将其归属Midian阶[10]显然不妥. 该部属于反极性,表明吴家坪阶中下部应为一反极性带. 在亚美尼亚,卡契克组上部相当吴家坪阶的底部,因样品稀少,磁性记录缺失较多;阿呼林组底部为反极性,层位相当吴家坪组下部 *C. leveni* 带,应与盐岭Wargal组上部的反极性层相当.

武隆江口剖面的吴家坪组仅其下部50 m属于吴家坪期,基本上呈反极性. 四川广元上寺剖面的吴家坪组仅相当吴家坪阶下部; 大隆组下部属于吴家坪阶老山亚阶,以反极性为主. 层11显示反极性,属于 *Clarkina liangshanensis* 带,应归于吴家坪中下部反极性带. 层12至层16相当 *C. liangshanensis* 带上部和 *C. orientalis* 带,为正极性层. 这一正极性层的生物地层位置与重庆合川剖面龙潭组的正极性层[26]相当,并与盐岭Wargal组顶部的正极性层可以对比. 综上所述,自卡匹敦阶顶部至吴家坪阶的 *C. liangshanensis* 带均以反极性为主,是一个特征显著的反极性带(R1P),而吴家坪期晚期以正极性为主,已经进入PTMM的第二个正极性带(N2P).

李华梅等人[3]将浙江梅山长兴组地磁极性转换序列划分为4个极性层,即底部正极性层、中下部反极性层、上部正极性层和顶部反极性层. 四川邻水剖面[13]与之完全对应. 底部正极性层应下延至吴家坪组顶部,相当煤山剖面的底部正极性层. 与中下部反极性层对应的层位实际上是由3个反极性层和2~3个正极性层构成的混合极性层. 亚美尼亚的多腊沙姆阶大部分相当长兴阶下部,所以多腊沙姆阶的阿呼林组正极性层大体与长兴组下部正极性层相对应. 这样,吴家坪阶顶部 *C. orientalis* 带至长兴阶底部正极性层和中下部的混合极性层均作为PTMM的第2个正极性带.

长兴阶上部 *Clarkina wangi* 带和 *C. changxingensis* 带正极性层和顶部反极性层则形成PTMM的第二个反极性带(R2P). 长兴组上部正极性带和顶部反极性带在四川上寺、邻水[13]得到证实. 不同的是煤山剖面最顶部为正极性层层位,相当 *C. yini* 带和 *C. meishanensis* 带,在其他剖面均未发现[27]. 由于长兴期末的沉积在世界各地的许多海相剖面均为缺失,所以这两个极性层也不可能普遍有记录. 另一方面,三叠纪最底部的沉积却广泛发育,测得的地磁极性则一致为正向. 因此,长兴组上部正极性层和顶部反极性层的记录虽然不多,却相当特征,应划分出来作为PTMM的第2个反极性带.

2.2 非海相沉积区的序列

俄罗斯乌拉尔的二叠系传统标准剖面经长期研究,极性变换的序列已基本确立. Khramov[6]将其划分为4个正极性带和1个反极性带, Molostovsky等人[28]则归纳为2个正极性带和2个反极性带. 后者的极性带与本文归纳的结果很相近. N1P带包括Tatarian阶Urzhum层顶部的极性过渡层,Sverodvinsk层的下部3个地层跨度较长的正极性带和2个短的反极性带,层位约略与瓜德鲁普统上部正极性带相当. Sverodvinsk层上部主要呈现反极性,仅含有一个短暂的正极性层,被归入R1P带. 此带出现的层位和极性层结构与吴家坪阶中、下部反极性带相对应. Tatarian阶Vyatsk层下部属于N2P带,以正极性层为主,间夹2个短的反极性层, Khramov[29]将其划分为2个正极性带N2P和N3P. 此带相当吴家坪阶上部至长兴阶中下部正极性带. Vyatsk层亚阶上部包含地层跨度相近的2个反极性层和一个正极性层,归属R2P带,但Khramov[29]称N4P带. 此带的层位与长兴阶上部的正极性带相当. 值得注意的是在传统标准剖面上,二叠系-三叠系界线上下分别为正极性层和反极性层,与大多数海相剖面的层序一致.

我国太原附近的晚二叠世的上石盒子组和孙家沟组包含13个极性层[4]. 上石盒子组下部的2个正极性层及其间的反极性层与瓜德鲁普统上部的极性带相当. 此组的中、上部以反极性层为主,与吴家坪阶中下部一致. 上石盒子组顶部及孙家沟组以正极性为主,应当与吴家坪阶上部和长兴阶相当,不过仅包括3个正极性层和2个反极性层,难以与海相剖面的极性地层序列详细对比,可能系长兴期晚期沉积不甚完整之故.

澳大利亚悉尼盆地和Gunnedah盆地晚二叠世煤系的磁性地层复合序列包含的极性层较多,共有近20多层[18]. 这可能是Gunnedah盆地的Wittingham煤系厚达3000 m,所以极性变换的记录比其他剖面更为完整,以致Wittingham煤系中、上部虽以反极性为主,但夹有5个较薄的正极性层. 如果将这一反正极性与吴家坪阶中、下部的反极性带(R1P)对比,那么Wittingham煤系下部的2个正极性层即属于瓜德鲁普上部正极性带(N1P),而Wittingham煤系顶部和Black Jack组或Illawarra煤系以正极性为主的层位应相当吴家坪阶上部和长兴阶(N2P和R2P).

Rotliegendes 统上部的 Havel 组和 Elbe 组以正极性为主, 间夹 4 个反极性层, 大体相当瓜德鲁普上部极性带(N1P)[30,31]. Zechstein 统的中、下部由 5 个反极性层和 5 个正极性层构成, 是整个晚二叠世磁性剖面中反极性跨度较大的一段, 可与吴家坪阶中、下部 R1P 带对比. Zechstein 统上部以正极性为主, 应包含吴家坪阶上部和部分长兴阶的极性层.

以上对比说明, 在东欧、西欧、亚洲和澳大利亚的非海相地层的晚二叠世磁性剖面, 与以海相地层为基础建立的综合层序可以实行磁性带的对比. 互相印证的结果说明, 瓜德鲁普世晚期正极性带和吴家坪期反极性带包含的极性层的数目应比海相剖面记录的多. 因此, 复合极性层序的 N1P 带和 R1P 带分别采用乌拉尔 Tatarian 阶中下部和悉尼盆地 Wittingham 煤系的极性变换序列作为代表.

3 国际对比意义

磁性地层序列为国际上二叠统对比的关键问题提供了便捷、可靠的解决途径. 根据磁性地层序列, 瓜德鲁普统和乐平统上部的标准层序与远离标准剖面的同期地层之间大体可以进行阶一级的对比. 如此高精度的全球对比是单纯使用生物地层方法难以达到的. 由于新的对比方案与传统的观点分歧较大, 所以又引发出富有挑战性的新问题. 长期以来, 传统标准的 Tatarian 阶一直被认为相当新标准的乐平统、Ufimian 阶和 Kazanian 阶相当瓜德鲁普统. 磁性地层对比则证明, 只有 Tatarian 阶的 Sverodvinskian 层上部和 Vyaskian 层相当乐平统; Sverodvinskian 层下部相当瓜德鲁普统的沃德阶顶部和卡匹敦阶. 由此推论, Tatarian 阶下部的 Urzhum 层与 Kazanian 阶、Ufimian 阶只相当于瓜德鲁普统的 Roadian 阶和 Wordian 阶, 与传统对比方案差别较大. 这是有待进一步依据同位素年龄资料证实的问题. 更加令人费解的是南北大陆二叠系的对比问题. 澳大利亚以及冈瓦纳大陆其他地区的二叠系习惯采用二叠系传统标准层序进行划分, 而南半球冈瓦纳大陆和北半球安加拉大陆两大古地理区的二叠系, 特别是上二叠统的对比却一直缺乏实际依据[32]. 磁性对比表明冈瓦纳大陆的所谓 Ufimian 期地层与传统标准层序的 Ufimian 阶并不同期, 而只相当于 Tatarian 阶的中部, 或国际新标准层序的瓜德鲁普统上部[33]. 这种修改冈瓦纳大陆二叠纪年代地层格架的趋势得到同位素年龄资料的支持. 一旦冈瓦纳大陆的"Ufimian 阶"需要修正, 南北二叠系对比的基本格局都将随之大幅度调动. 这无疑是一个涉及范围更广的地层问题.

致谢 此项研究得到中国科学院资源与生态环境研究项目(编号: $K_2951\text{-}B_1\text{-}409$)和国家自然科学基金(批准号: 49672092)资助项目.

参 考 文 献

1 Jin Yugan, Wardlaw B R, Glenister B F, et al. Permian chronostratigraphic subdivisions. Episodes, 1997, 20(1): 10~ 15
2 Menning M. A rivised permian polarity time scale. EUG VII Abstract, Strasbourg: 1993. 4~ 8
3 李华梅, 王俊达. 浙江长兴煤山二叠-三叠系界线剖面磁性地层特征. 中国科学, 1989, B(6): 652~ 658
4 Embleton B J J, McElhinny M W, Ma X H, et al. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: the type section near Taiyuan, Shanxi Province, North China. Geophys J Int, 1996, 126: 382~ 388
5 Irving, E, Parry L G. The magnetism of some permian rocks from new south wales. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1963, 7: 395~ 411
6 Khramov A N. Palaeomagnetic investigations of Upper Permian and Lower Triassic sections on the northern and eastern Russian Platform. Trudy VNIGRI, Leningrad: Nedra, 1974, 204: 145~ 174

7 Peterson D N, Nairn A E M. Palaeomagnetism of Permian red beds from the southwestern United States. Geophys J Roy Astron Soc, 1971, 23: 191~207
8 Menning M. Fortschritte des Palaomagnetismus im Perm Mitteleuropas. Z geol Wiss, 1981, 9(11): 1247~1252
9 Kotlyar G V, Komissarova R A, Khramov A N, et al. Paleomagnetism of Upper Permian rocks of Transcaucasia. Dokl Akad Nauk SSSR, 1984, 276: 669~674
10 Haag M, Heller F. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy. Earth Planet Sci Lett, 1991, 107: 42~54
11 Wardlaw B R, Pogue K R. The Permian of Pakistan. In: Scholle P A, Peryt T M, Ulmer-Scholle D S eds. The Permian of Northern Pangea, Volume 2. Sedimentary Basins and Economic Resourece, 1995. 215~224
12 陈海泓, 孙 枢, 李继亮, 等. 四川武隆地区二叠-三叠系磁性地层学研究. 中国科学, B辑, 1992, 12: 1317~1324
13 陈海泓, Heller F. 四川凉桥晚二叠世磁性地层学剖面. 科学通报, 1994, 39(1): 70~72
14 Heller F, Chen H H, Dobson J, et al. Permian-Triassic magnetostratigraphy-new results from South China. Phys Earth Planet Int, 1995, 89: 281~295
15 梅仕龙, 金玉玕, 瓦特罗 B R. 四川宜汉渡口二叠纪"孤峰组"牙形石序列及其全球对比意义. 古生物学报, 1994, 33(1): 1~23
16 Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, et al. U/Pb Zircon Geochronology and Tempo of the End-Permian Mass Extinction. Science, 1998, 280 (5 366): 1039~1045
17 Balme B E. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan. In: Kummel B, Teichert C eds. Stratigraphic Boundary Problem: Permian and Triassic of West Pakistan. The Univ Press Kansas, 1970. 305~405
18 Theveniaut H, Klootwijk C, Giddings J. Magnetostratigraphy of the Late Permian coal measures, Sydney & Gunnedah Basin: A regional & global correlation tool. Proc. 28th Newcastle Symposium on "Advance in the study of the Sydney Basin", 15~17 April, 1994, Univ. of Newcastle press, Newcastle, New Soutt Wales, 1994. 11~23
19 Roberts, J, Claoue-Long J C, Foster C B. SHRIMP zircon dating of the Permian System of eastern Australia. Australian J Earth Sci, 1996, 43: 401~421
20 Glenister B F, Wardlaw B R. Permian Chronostratigraphic subdivisions. Permophiles, 1998, 31: 35~36
21 Harland W B, Armstrong R L, Cox A V, et al. A geological Time Scale. Camophiles: Cambridge University Press, 1990. 1~263.
22 Sheng J Z, Jin Y G. Correlation of Permian deposits in China. Nanjing University Press, Nanjing. Palaeoworld, 1994, 4: 14~113
23 Menning M, Jin Yugan. Comment on "Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: the type section near Taiyuan, Shanxi Province, North China". by Embleton B J J, McElhinny M W, Ma X H, et al eds. Geophys J Int, 1998, 133: 213~216
24 Jin Yugan, Mei Shilong, Zhu Zili. The Maokouan-Lopingian boundary sequences in South China. Palaeoworld, 1994, 1(4): 119~132
25 Menning M, Jin Yugan, Shen Shuzhong. The Illawarra Reversal (265 Ma) in the marine Permian, Guangxi, South China. Abstr 30th Int Geol Congr, Beijing, 1996, 2: 9
26 Steiner M, Ogg J, Zhang Z, et al. The Late Permian/Early Triassic magnetic polarrity time scale and plate motions of South China. Jour Geophys Res, 1989, 94: 7343~7363
27 Wardlaw B R, Mei S L. Clarkina (Conodont) Zonation for the upper Permian of China. Permophiles, 1998, 31: 3~5
28 Molostovsky E A. Paleomagnetic stratigraphy of the Permian System. Intern Geol Rev, 1992, 34: 1001~1007
29 Khramov A N, Goncharov G I, Komissarova R A, et al. Palaeomagnetology. Leningrad: I2d Nedra, 1982. 1~312
30 Dachroth W. Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas. Geol Jahrb. Hannover E, 1976, 10: 3~63
31 Menning M, Katzung G, Lutzner H. Magnetostratigraphic investigations in the Rotliegendes (300~252 Ma) of Central Europe. Zeitschrift fir Geologischen Wissenschaften, 1988, 16: 1045~1063
32 Archbold N W, Dickins J M. Australian Phanerozoic Timescales: 6. A standard for the Permian System in Australia. Bureau of Mineral Resources, Australia Record, 1991, 36: 1~17
33 Jin Yugan, Menning M. A possible north-south correlation of the Permian. Permophiles, 1996, 29: 40~42
34 Burov B V, Nugaliev D K, Heeler F. Problems of palaeomagnetostratigraphic correlation between the Upper Permian stratotype and the Tethyan marine formations. In: Sevelev A I et al eds. Permian deposits of Republic Tatarstan. I2d Kazan Univ: Kazan, 1996. 93~99

(1998-05-25 收稿, 1998-10-08 收修改稿)