

内蒙古高特格含上新世哺乳动物化石 地层的磁性年代学研究

徐彦龙^{1,2)}, 仝亚博¹⁾, 李强³⁾, 孙知明²⁾, 裴军令²⁾, 杨振宇^{1,2)}

1) 南京大学地球科学系, 南京, 210093;

2) 中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081;

3) 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京, 100044

内容提要:内蒙古中部地区高特格产出的哺乳动物化石的组合代表了该地区新近纪哺乳动物群序列中最年轻的成员,在研究蒙古高原动物群的演化与生态环境变化上有着重要意义,为此笔者等开展了对含化石地层剖面的岩石磁学和磁性地层研究。研究发现,这套地层主要携磁矿物为磁铁矿和矫顽力谱较宽的针铁矿。由于岩石的磁化强度很低,难以直接获得特征分量,然而通过低温分量的重磁化大圆弧分析,可以得到样品特征剩磁的磁极性,从而建立了该剖面的磁极性地层柱。在27.65m厚的剖面上,共获得四个正、反极性带:N1—R1—N2—R2,R1对应于C3n.1r,N2对应于C3n.1n。高特格动物群出露在C3n.1n—C3n.1r之间,绝对年龄在4.180~4.480Ma之间,含化石层(22.65m厚)平均沉积速率为65.2m/Ma。据此推断出采样剖面的年代在4.072~4.496Ma之间。

关键词:新近纪;哺乳动物群;岩石磁学;磁性地层;内蒙古

内蒙古中部地区(集宁—二连浩特铁路以东,锡林浩特以西)新近纪哺乳动物化石的研究始于1919年瑞典学者安特生(Andersson, 1923)对化德县二登图化石点的工作,以及上世纪20年代末纽约自然历史博物馆第三中亚考察团在通古尔台地的发掘,之后中外学者陆续对这两个地区的古生物进行了发掘和研究(Schlosser, 1924; Miller, 1927; Andrews, 1932; Schaub, 1934; Dawson, 1961; 李传夔, 1963)。上世纪80年代以后,中国科学院古脊椎动物与古人类研究所在该地区进行了更进一步的调查,陆续发现了十余个新的化石点,并在前人的研究基础上,逐步建立了内蒙古中部地区新近纪哺乳动物群时代序列(Fahlbusch et al., 1983; 邱铸鼎, 1996; 邱铸鼎等, 1999; Qiu and Storch, 2000; Qiu et al., 2006; Li et al., 2003; Wang et al., 2003),高特格动物群则被认为是该序列中最年轻的一个动物群(Li et al., 2003; Qiu et al., 2006)。

对于高特格地点的研究历史详见李强等(2003)文章的前言部分,这里不再赘述。李强等(2003)报道了高特格剖面哺乳动物化石7目22科41属46

种,如鼠类的 *Mimomys* (= *Aratomys*) cf. *M. bilikeensis* 和鼠科的 *Chardinomys* sp.、*Huaxiamys downsi* 和 *Micromys* cf. *M. kozaniensis* 等,根据这些特征化石的演化水平初步判断高特格动物群的时代为早上新世晚期,或中国哺乳动物年代的榆社期早期,大体与欧洲陆相哺乳动物时代的早露西尼晚期或MN15a的时代相当,代表了中国新近纪哺乳动物群序列中的一个新成员。

在地层对比方面,由于生物地层的区域性和生物穿时性,很难进行地层的高精度对比,并且同位素年代学在沉积岩测年方法上也存在着局限性,磁性地层作为一种高精度地层对比划分的可靠方法(杨振宇, 2002),可以给高特格哺乳动物化石群的年代确定提供较准确的数据,这对研究其与华北地区新近纪动物群之间的相关性和演化过程等具有重要意义。

1 地质背景和样品采集

高特格剖面(43°29.881'N, 115°26.598'E)位于内蒙古锡林浩特市西南73km,阿巴嘎旗(Abag)

注:本文为中国地质调查局地质调查项目(编号1212010511704)和国家特殊学科点人才培养基金资助项目(编号J0530189)的成果。

收稿日期:2006-10-12;改回日期:2007-01-06;责任编辑:章雨旭。

作者简介:徐彦龙,男,1982年生。硕士研究生,主要从事古地磁学和磁年代学研究。通讯地址:210093,南京市汉口路22号南京大学地球科学系。通讯作者:杨振宇,电话:025-83597065; Email: yangzy@public3. bta. net. cn。

查干诺儿苏木东南 30km 处(图 1)。该剖面为一方圆约 1km² 的灰白色孤山,当地蒙语呼之为“Gaotege Ula”,其海拔为 1202.6m。

研究区位于内蒙古中部褶皱系苏尼特右旗晚华力西褶皱带内的浑善达克凹陷内,是一个叠置于晚侏罗世—早白垩世凹陷盆地之上的新生代盆地,其北界受断层控制,属典型的北断南超的单断盆地,盆地内沉积了新生代河湖相沉积物(内蒙古自治区地质矿产局,1980;李思田等,1982)。根据中国地层典(第三系)和中国地层典(第四系)(中国地层典编委会,1999a,b)记录,该区域新近系岩石地层单位有中中新统的通古尔组、上中新统的宝格达乌拉组和二登图组及第四系的阿巴嘎旗组,对比发现,高特格剖面的地层不属于上述任何一个组。该剖面岩性以浅色粉砂岩,砂质泥岩为主,地层产状平缓(<5°),总厚度在 70m 左右。李强等(2003)将剖面自下而上分为 8 层,本文根据地层出露和岩性特征,将采样地层划分为 13 层(图 2)。与李强等的层位对应关系如下:1=2 层上部,2~6=3,7~11=4,12~13=5 层下部。李强等所划分的第 5 层以上是较松散的

粗砂岩和粉砂岩,无法采样,因此在总厚度为 70m 左右的剖面上,采样厚度仅为 27.65m。

在剖面上共采集了任意面定向手标本 72 块。根据岩性差异,采样密度也不一样。泥岩,泥质砂岩,粘土岩层,采样间隔为 0.1~0.3m,中砂岩或者粗砂岩层,间隔较大或者因岩性固结不好,未能采样。

2 古地磁分析及结果

将大块定向手标本在室内加工为 2cm×2cm×2cm 的立方体样品(每个手标本加工成 2~4 块样品),对其进行了热退磁,交变退磁(部分样品)以及岩石磁学实验。为了确定岩石中携磁矿物的种类,进行了饱和等温剩磁(SIRM)实验和三轴等温剩磁热退磁实验(Lowrie, 1990)。饱和等温剩磁采用 ASC IM-10-30 脉冲磁力仪逐步加场(在<300mT 时间间隔较小,以后逐渐增大)直至 2200mT,并在 DSM2 数字旋转磁力仪上进行测量。用 AGICO KLY-4S 和 CS-3 对样品进行 k-T 曲线分析以便确定携磁矿物的热磁变化特征和解阻温度。全程系统

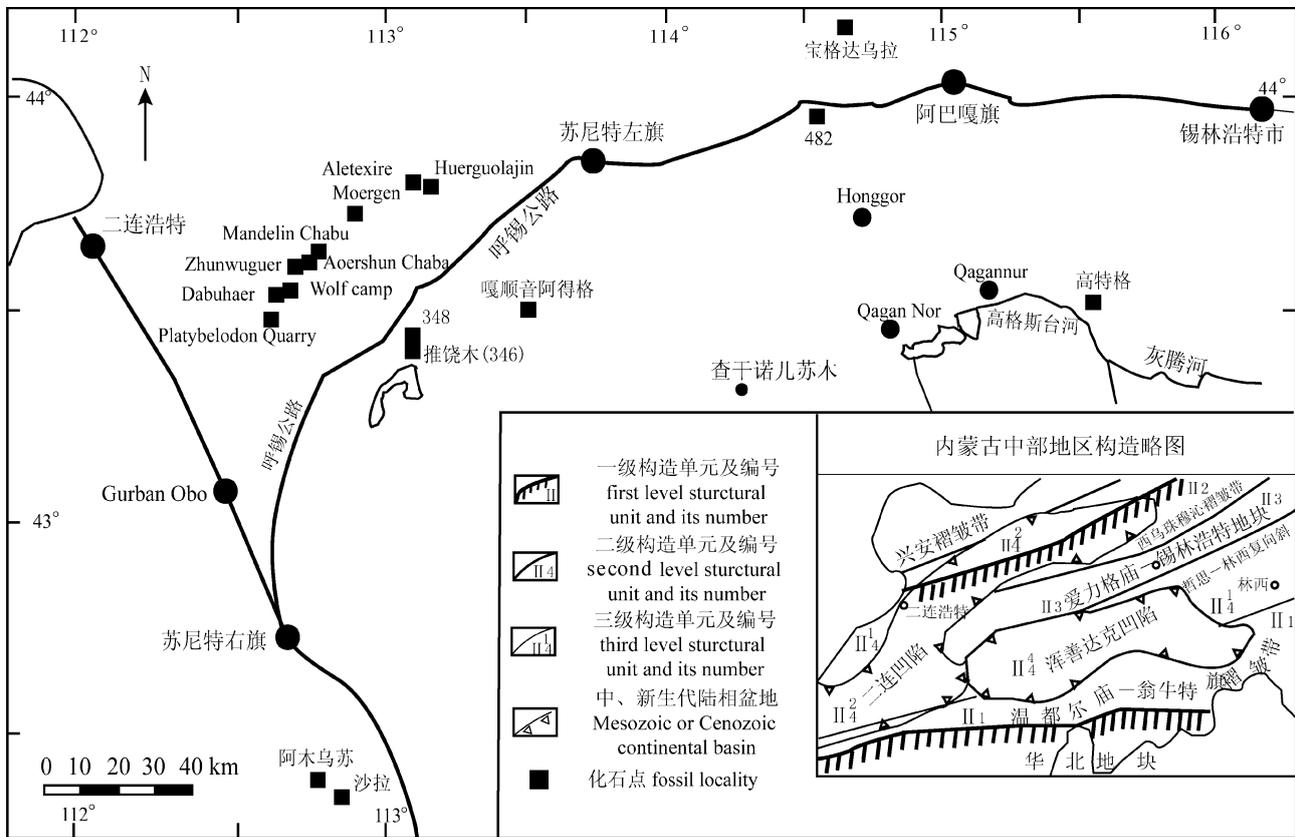


图 1 内蒙古中部地区化石点的地理位置图和构造略图

Fig. 1 Geographic and simply tectonic maps of the fossil sites in central Inner Mongolia

时代	主要化石	样品点	柱状图	层号	厚度(m)	岩性描述	化石层位 (李强等, 2003)	
上新世	<i>Mimomys cf. M. bilikeensis</i> (模拟鼠)	●		13	2.75	灰绿砂岩	5层下部	
				12	2.8	灰白色粉砂岩		
				11	1.5	灰白色粗砂岩	4	
				10	1.3	灰绿色, 灰色粉砂		
				9	2.9	细砂岩, 粗砂夹细砂顶部为薄层红褐色砂岩		
	<i>Huaxiamys downsi</i> (唐氏华夏鼠)			8	2.0	灰白色粗砂岩 (未取样)	3	
				7	2.7	灰绿泥质粉砂岩		
	<i>Castor andersoni</i> (安氏河狸)			6	4.9	灰白色粗砂岩	3	
				5	1.85	灰绿泥岩		
	<i>Dipoides sp.</i> (假河狸)			4	0.85	灰白、灰绿泥质粉砂岩	2层上部	
				3	0.6	灰白色粗砂岩		
					2	1.85	灰白色细砂岩	
					1	1.95	暗灰色、褐黄色泥岩	

泥岩
mudstone

砂岩
sandrock

泥质粉砂岩
argillous siltstone

粉砂岩
siltstone

粗砂岩
gritstone

含化石细砂岩
poststone with fossiles

图2 高特格剖面地层柱状图

Fig. 2 Stratigraphic column of the Gaotege Ula section

退磁采用 TD48 加热炉逐步加热退磁, 在热退磁过程中, 还对样品的体积磁化率进行跟踪测试, 以确定加热过程是否发生矿物相变。交变退磁采用 Schonstedt GSD-5 交变退磁仪进行逐步退磁, 然后在美制立式 2G-755R 超导磁力仪上进行剩磁测试。所有实验都是在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室完成。系统退磁结果利用 R. Enkin 的程序进行分析。

2.1 岩石磁学结果

选择样品中岩性不同的三块样品(铁锈色泥质砂岩, 暗棕色泥质砂岩和灰白泥质砂岩)进行了岩石磁学实验: 三轴等温剩磁热退磁曲线, 等温剩磁获得曲线(IRM)和 $k-T$ 曲线分析(图 3)。三个样品的岩石磁学结果说明其矿物组合相似。以铁锈色泥质砂岩为例, 分析其结果。

等温剩磁获得曲线可以看出, 在 $<100\text{mT}$ 的直流场, 获得的剩磁快速增加, 加场至 200mT 时, 获得

的等温剩磁达到了饱和等温剩磁(SIRM)的 90%, 此后, 表现为缓慢增加, 到 1000mT 以后, 基本上接近饱和状态(图 3 b)。反向退磁曲线显示, 35mT 以前, 退磁速度较快, 35mT 时曲线明显出现一个拐点, 然后, 下降速率有所减缓。样品剩磁矫顽力(H_{cr}) 大约为 55mT 。一般情况下, 多畴磁铁矿在 100mT 就可达到饱和, 其剩磁矫顽力理论值为 15mT , 单畴磁铁矿在 300mT 达到饱和, 其剩磁矫顽力理论值为 33mT 。因此, 样品中主要携磁矿物可能为磁铁矿。至于剩磁矫顽力大于其理论值, 王喜生等(2002)在研究泥河湾沉积物时, 也发现有类似现象, 把它归属于由强磁性、低矫顽力矿物(磁铁矿, 磁赤铁矿)和弱磁性、高矫顽力矿物(赤铁矿, 针铁矿)共同作用的结果。三轴等温剩磁热退磁曲线(图 3 a)中: 硬磁组分、中间组分和软磁组分均在 $80\sim 150^\circ\text{C}$ 之间表现为快速下降, 对应针铁矿的阻挡温度, 由于针铁矿在岩石中的赋存状态(颗粒形状, 磁畴状态)不同, 其矫顽力谱的跨度变化较大(Lowrie, 1990)。硬磁组分中没有表现出高矫顽力矿物赤铁矿存在。软磁组分和中磁组分在 580°C 左右完全解阻, 表明岩石中存在磁铁矿。由于三轴等温剩磁没有反映出有赤铁矿的存在, 故我们认为, 岩石剩磁是强磁性的磁铁矿和弱磁性的针铁矿共同作用的结果。

$k-T$ 热磁曲线分析表明(图 3 c), 加热阶段表现出微弱的针铁矿奈尔温度, 加热和冷却曲线均在 580°C 表现出了磁铁矿的居里温度。热磁曲线中没有明显表现出针铁矿的居里温度的原因可能是针铁矿为弱磁性矿物且含量少, 对磁化率的贡献较小。由于没有表现出钛磁铁矿的居里温度, 因此, 排除了在三轴等温剩磁曲线中, 弱磁组分中含有钛磁铁矿的推测。冷却曲线磁化率低于加热曲线, 说明磁铁矿和针铁矿已经转化为赤铁矿或者正在转化过程中(Tauxe, 2005)。

根据以上岩石磁学实验结果, 表明样品的主要携磁矿物是磁铁矿, 还有少量矫顽力谱较宽(从软磁到硬磁)的针铁矿, 且磁性矿物组合并没有随岩性的

变化而变化。

2.2 系统退磁结果分析

对所有样品进行了系统逐步热退磁,退磁温度间隔 100~300℃ 之间为 50℃,300℃ 以后随着温度的增高,间隔从 30℃ 到 10℃,最高加热温度为 590℃(共十六个温度段)。对一些关键样品还进行了补测,降低在测试过程中因人为因素造成的误差,提高了结果的可信度。代表性样品的退磁曲线如图 4 和图 5 所示。在 300℃~350℃ 之间,大部分样品的强度降至天然剩磁(NRM)强度的 25% 以下(图 4 i—l; 图 5 g、k、l),且测量误差变大(>10°)。在 0~

300℃ 之间,分离出来的低温分量为现代地磁场方向,300℃ 以后退磁曲线开始随机变化,难以得到稳定矢量端点(vector end-point)或特征剩磁(ChRM)分量。这种结果可能有两个原因所致;一是样品本身强度较弱所致,高特格剖面的样品天然剩磁强度在 0.06~2.30 mA/m 之间,平均为 0.6 mA/m。当强度减弱到初始值的 25% 后,仪器的测量误差增大而影响测试结果;另外一个因素是因为加热过程引起了磁性矿物的相变。然而利用交变退磁分析同样显示(图 5 a、e、i),在低交变场(<15mT)下,与热退磁低温段相似,能够分离出第一个分量,20mT 以后,结果也难以分离出特征剩磁分量(ChRM)。尽管磁化率的跟踪显示,加热过程磁化率没有明显的上升(图 6)。k—T 热磁曲线分析表明,冷却曲线磁化率低于加热曲线,说明磁性矿物在加热过程发生相变。

在样品特征剩磁方向难以确定的情况下,通常利用重磁化大圆弧的变化趋势可以对样品的磁极性作出了科学的判断(McFadden and McElhinny, 1988; Heller et al., 1995)。72 块样品中,以反极性样品为主,仅 9 块表现为正极性,占总样品数的 12%。其中 6 块样品(样品 3-1~3-6)来自剖面底部,3 块样品(样品 3-55~3-57)来自距底部 20m 处(图 7)。这些样品退磁曲线(图 4)的特点表现为,在 300℃~350℃ 以后,尽管结果略显随机性,但倾角始终为正,偏角一般在正北向±20° 范围内,其趋势与反极性样品有明显的区别。因此,这些样品被确认是正极性。相比正极性的样品,反极性样品的退磁曲线变化趋势更易于判断,通常表现为三种情况:① 在低温段或者低交变场退磁过程中,虽然剩磁偏角没有明显变化,其倾角已逐步发生变化为负倾角(图 5 a、c),并可以拟合成很好的重磁化大圆弧,理论上进一步退磁可以达到稳定端点,这类样品共有 33 个,占了总样品的 46%;② 样品的重磁化弧较长(弧长角间距>55°)(图 5b),剩磁方向从一、四象限过渡到二、三象限,表现为反极性变化的趋势,这类样品有 26 个,占总样品数的 37%;③ 样品重磁化弧较短(弧长角间距<15°)(图 5 d),难以辨别其方向变化趋势,这类样品仅有 4 个,仅占总样品数的 5%,这 4 个样品被舍弃,没有用于

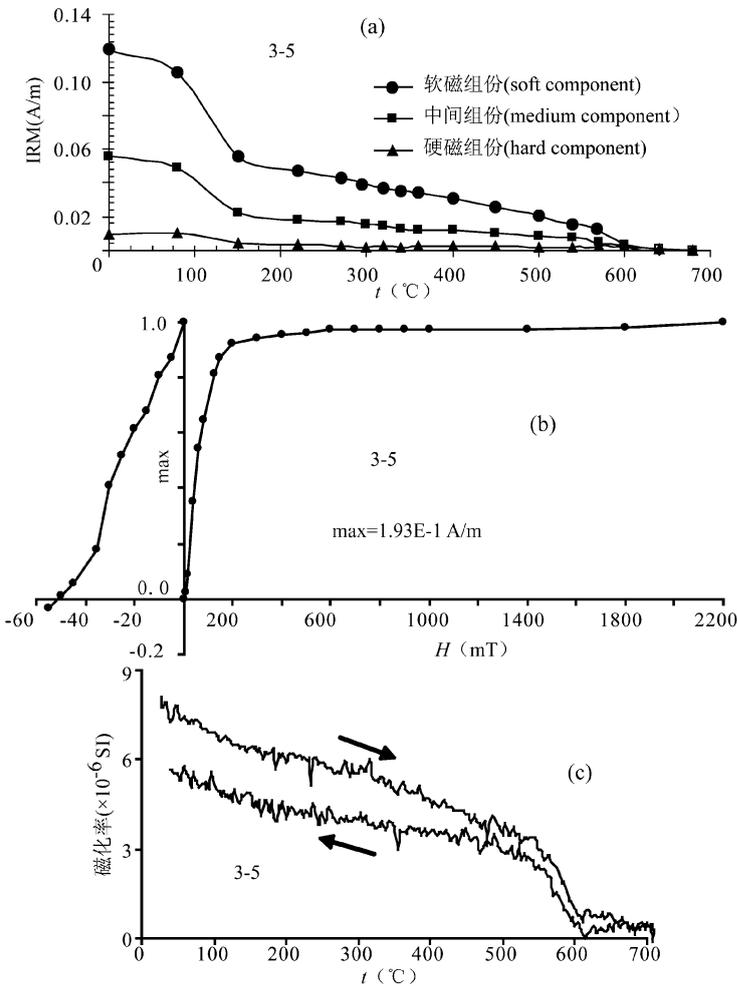


图 3 (a) 三轴热退磁曲线; (b) 等温剩磁获得曲线和直流场退磁曲线; (c) K—T 曲线(磁化率—温度曲线)

Fig. 3 (a) Thermal demagnetization of composite IRMs;

(b) IRM acquisition curves and DC demagnetization;

(c) K—T curve for Curie point analyses

图(b)中: H—直流场强度; M—剩磁强度;

M_{max} 为饱和等温剩磁强度

In Fig. 3 (b) H—intensity of DC field; M—intensity

of remnant magnetization; M_{max} is the SIRM

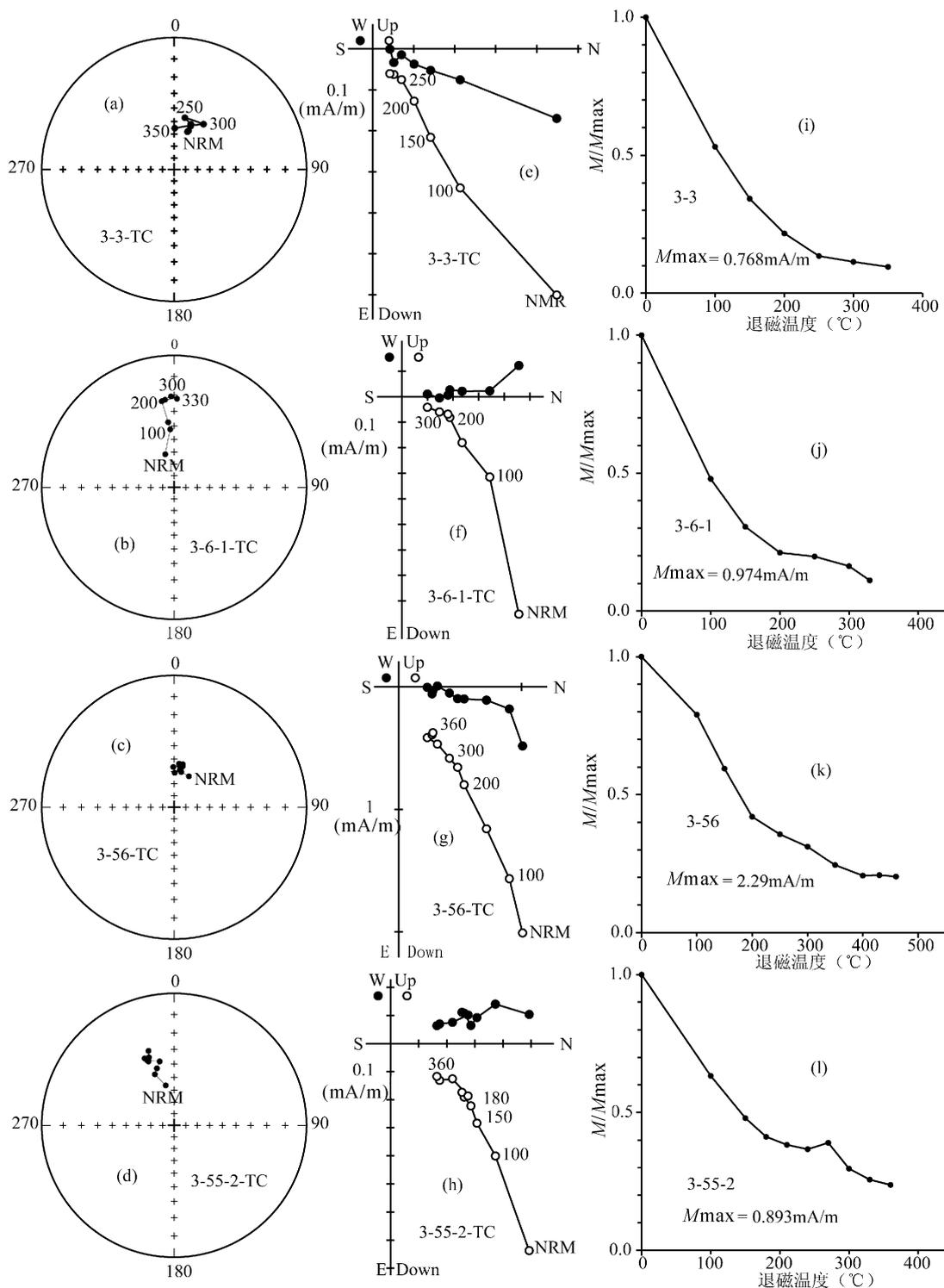


图4 (a)—(d) 正极性代表性样品的赤平投影图, 实心圆代表上半球投影, 空心圆代表下半球投影; (e) — (h) 系统热退磁正交矢量投影图, 实心圆代表水平投影, 空心圆代表垂直投影, 坐标轴刻度表示天然剩磁强度; (i) — (l) 样品的剩磁强度衰减曲线(均一化后), M_{max} 表示最大天然剩磁强度

Fig. 4 (a) — (d) Stereoplots of NRM directions for representative samples with normal polarity, solid (open) symbols indicate downward (upward) directions. (e) — (h) Orthogonal vector projection of thermal demagnetization results for the representative samples, solid (open) symbols refer to the projection on the horizontal (vertical) plane, the scale of axis shows the intensity of NRM. (i) — (l) Thermal demagnetization of NRM (normalized), M_{max} refers to maximal value of NRM

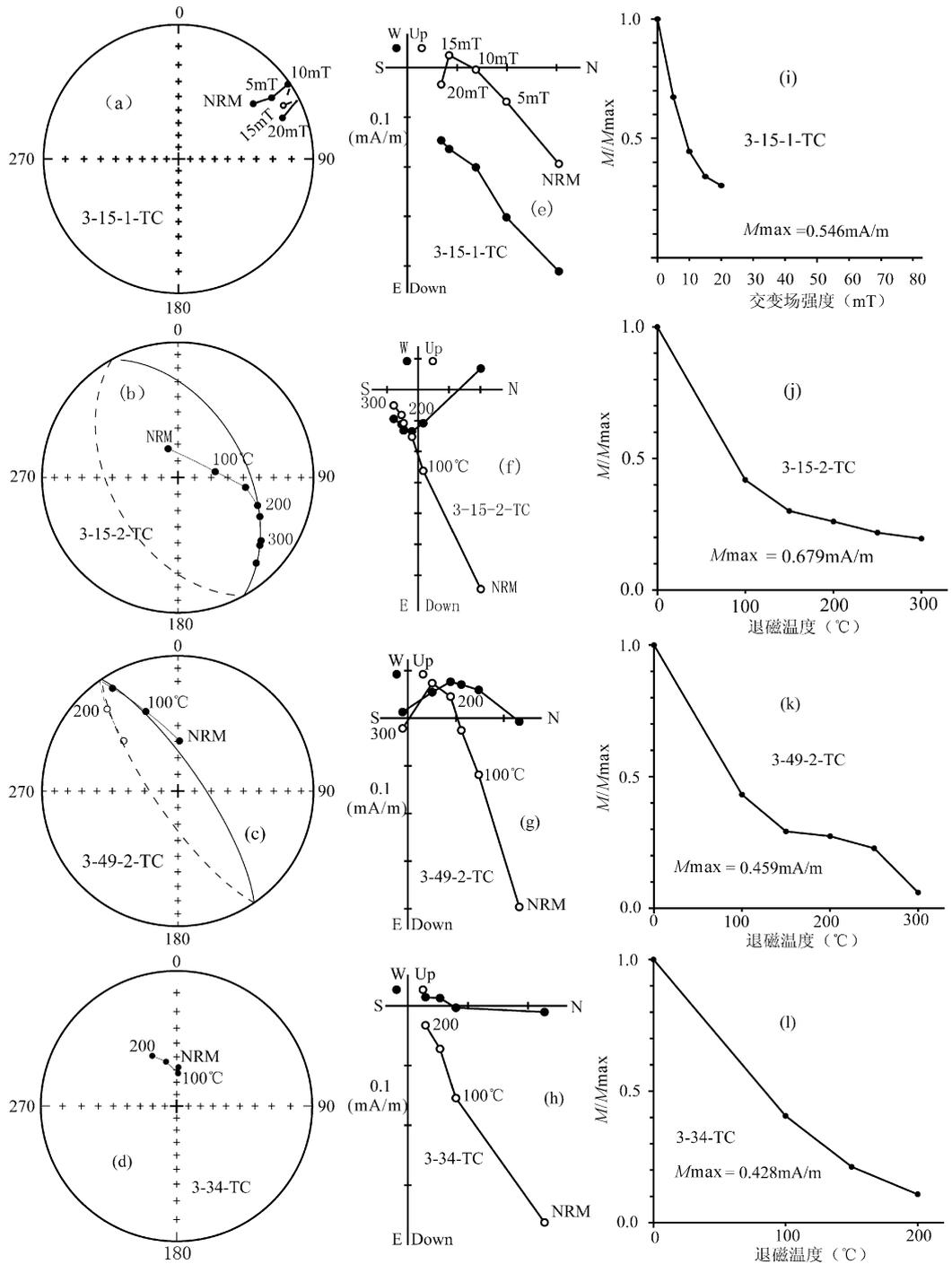


图 5 (a)—(d) 负极性代表性样品的赤平投影图, 实心圆代表上半球投影, 空心圆代表下半球投影; (e) — (h) 系统热退磁正交矢量量图, 实心圆代表水平投影, 空心圆代表垂直投影, 坐标轴刻度表示天然剩磁强度; (i) — (l) 样品的剩磁强度衰减曲线 (均一化后), M_{max} 表示最大天然剩磁强度

Fig. 5 (a) — (d) Stereoplots of NRM directions for representative samples with reversal polarity, solid (open) symbols indicate downward (upward) directions. (e) — (h) Orthogonal vector projection of thermal demagnetization results for the representative samples, solid (open) symbols refer to the projection on the horizontal (vertical) plane, the scale of axis shows the intensity of NRMs. i — l thermal demagnetization of NRM (normalized), M_{max} refers to maximal value of NRM

建立磁极性柱。

根据以上分析, 虽然样品的特征剩磁难以获得,

但剩磁变化特征可以得出合理的极性判断。在这个基础上, 可以建立高特格剖面地层的磁极性柱 (图

7)。在 26.65 m 厚的剖面上,可获得两个正极性 N1, N2, 两个负极性 R1, R2。两个正极性的跨度分别是: N1 为 1.05m, N2 为 0.80m, 两个负极性跨度分别是: R1 为 18.75m, R2 为 7.05m。李强等(2003)发现的化石带, 大部分都分布在 R1 和 R2 两个反极性带内, 其中在 R1 顶部的几个采样点(DB00-4, DB02-1~4)化石最丰富, 代表了啮齿目中的 9 科、24 属、30 种(其中 5 个新种)。

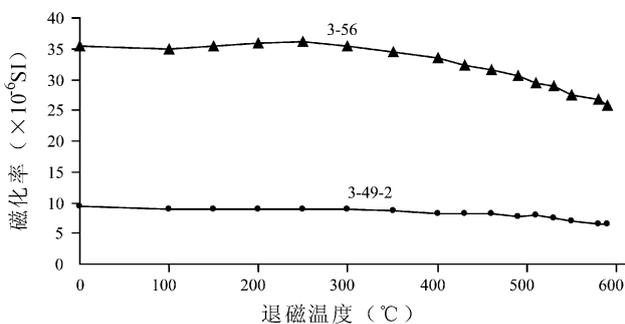


图 6 代表性样品的体积磁化率随退磁温度的变化关系

Fig. 6 The changes of bulk susceptibility of samples during the stepwise thermal demagnetization

3 生物地层和磁性地层的对比

高特格剖面发现的哺乳动物化石以小哺乳动物为主, 其中又以啮齿动物占主导地位, 该组合被命名为高特格动物群(Li et al., 2003)。在啮齿类动物中, 高特格动物群没有发现原始的始啮亚目和豪猪亚目的成员, 只有松鼠形亚目和鼠形亚目的属种, 并且鼠形亚目占有绝对的统治地位, 显然与古近纪啮齿目中的情况不同; 与同一地区晚中新世二登图和早上新世比例克动物群相比, 高特格的鼠形亚目中一些较原始的科属没有被发现, 而是出现了一些新的属种。并且这些属大部分都持续到现在, 表明高特格动物群已经趋于现代化。

在华北新近纪有古地磁记录的动物群中, 高特格动物群可以和甘肃灵台(郑绍华和张兆群, 2001)和山西榆社盆地高庄剖面(Flynn et al., 1997)的哺乳动物化石组合进行对比。高特格动物群与高庄动物群共有 12 属(*Desmana*, *Yanshuella*, *Eutamias*, *Castor*, *Dipoides*, *Dipus* (= *Sminthoides*), *Mimomys* (= *Aratomys*), *Apodemus*, *Micromys*, *Chardinomys*, *Huaxiamys* 和 *Ochotona*) 和 6 个种(*Yanshuella primaeva*, *Eutamias ertemtensis*, *Castor anderssoni*, *Dipoides majori*, *Dipus fraudator* 和 *Huaxiamys downsi*)。因此, 李强等

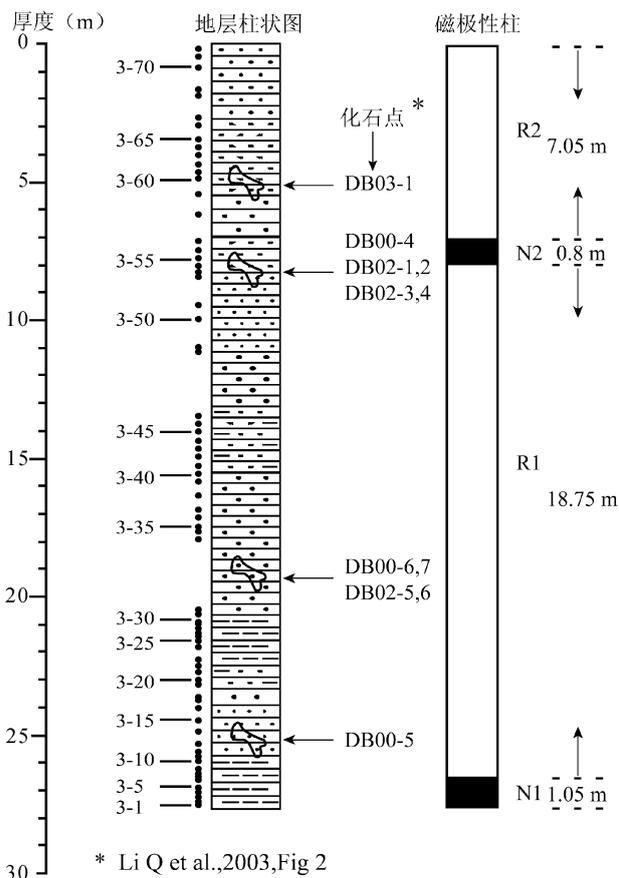


图 7 高特格剖面磁极性柱

Fig. 7 The magnetic polarity sequence from the Gaotegge section

(2003)认为高特格动物群的时代与榆社盆地高庄组上部相当。

高特格剖面与灵台综合剖面(郑绍华和张兆群, 2001)的化石组合对比发现, 两者共有的属种集中出现在灵台剖面的 IV 段。两者共有 15 个属(*Erinaceus*, *Eutamias*, *Sciurotamias*, *Castor*, *Paralactaga*, *Dipus*, *Pseudomeriones*, *Pliosiphneus* (= *Prosiphneus*), *Aratomys* (= *Mimomys*), *Micromys*, *Apodemus*, *Chardinomys*, *Huaxiamys*, *Ochotona* 和 *Trischizolagus*) 和 4 个种(*Castor anderssoni*, *Pseudomeriones abbreviatus*, *Aratomys bilikeensis* 和 *Huaxiamys downsi*)。这与灵台的第 V 段有很大不同, 第 V 段出现了 *Mesosiphneus*, *Yangia* 和 *Cromeromys* 等较进步的属。说明高特格动物群年代应该和灵台第 IV 段相当, 至少要比第 V 段早。本文得到的极性柱(图 8 c)是以反极性带为主(R1, R2), 中间夹有短期的正极性带(N2), 从标准极性柱 CK95(Cande and Kent, 1995)分析, 可

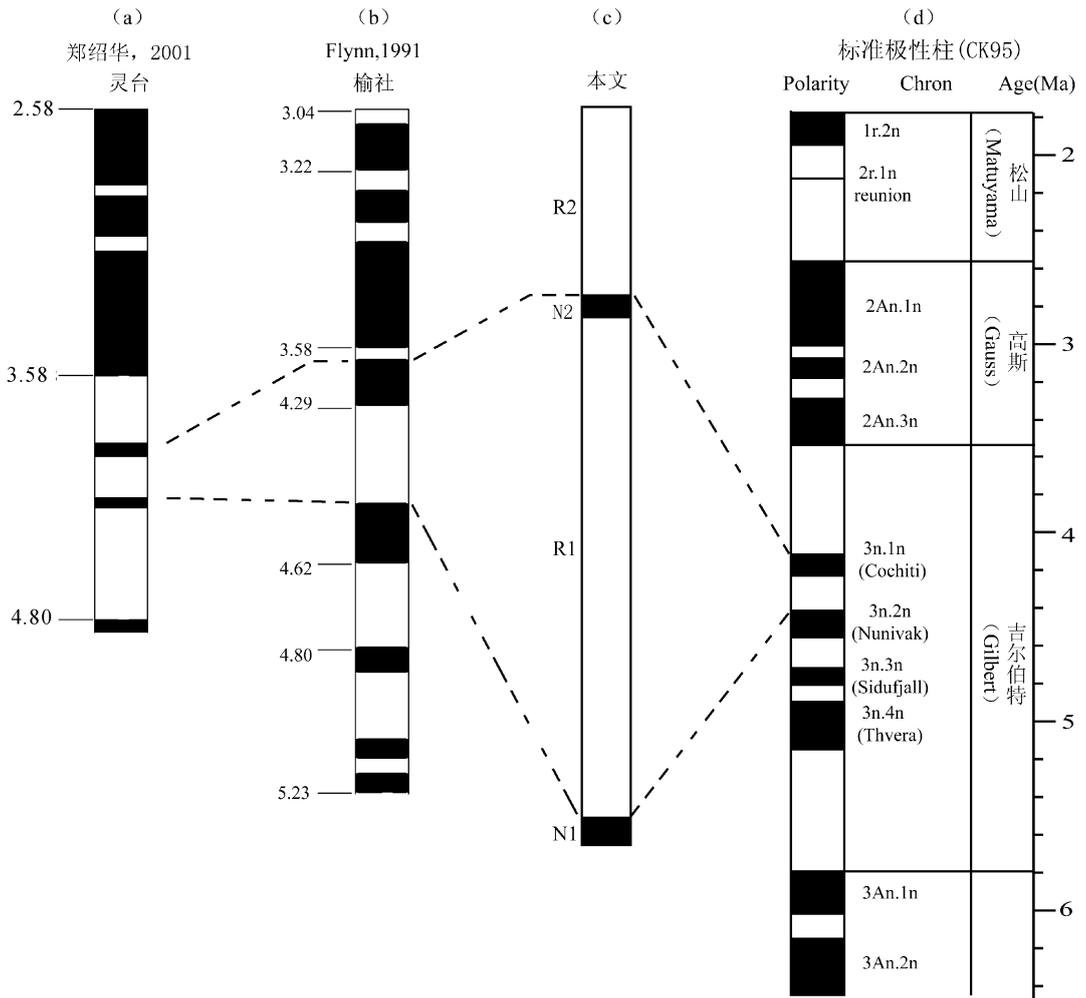


图 8 高特格剖面磁极性柱与 CK95、灵台剖面、榆社高庄剖面的对比

Fig. 8 Correlation of Gaotege magnetostratigraphic section(c)with the GPTS(d), and the Lintai (a) and Gaozhuang(b) sections of the Yushe basin

以看出上新世(5.33Ma)以来仅在吉尔伯特反向极性带中以反向磁极性为主。通过对比可以发现,似乎极性柱中的 N2 可以与 C3n. 1n 对应,也可以与 C3n. 2n 对比,但是底界不能和 C2An. 3n 相对应。因为,如果 N2 和 C2An. 3n 对应,那么,根据它们确定的年龄和沉积速率计算得出的 R2 的顶界年龄就会落入 C2An. 2r 中,显然,标准极性柱中 C2An. 2r 的年代跨度比 C2An. 3n 短,这就与 R2 跨度比 N2 大不吻合(采样层位岩性较均一,沉积速率未有明显变化)。因此, N2 和 C2An. 3n 相对应的可能性很小。从灵台和榆社两个剖面的磁性地层(图 8 a, b)看,灵台第Ⅳ段(小石沟剖面的 L1-L4 层)的年龄在 3.58~4.3Ma 之间。榆社高庄组顶部年龄在 3.58~4.58Ma 之间。郑绍华等(2001)通过对比灵台剖面的化石组合和内蒙古中部比例克化石组合,得出比例克动物群的时代为 4.4Ma 左右。李强等

(2003)对高特格化石组合研究后,认为高特格动物群的时代应该晚于比例克动物群。综上所述,本文把高特格剖面的 N2(图 8 c)对应于标准极性柱 CK95 中的 C3n. 1n(Cochiti 极性亚带),R1 对应于 C3n. 1r。高特格动物群大部分化石出露层位的时代在 C3n. 1n—C3n. 1r,相对应的时间是 4.18~4.48Ma(CK95),持续时间约 0.30Ma。对应地层的厚度为 19.55m,得到平均沉积速率约为 65.2m/Ma。据此可以推算出底界年代不确定的 N1 和顶界年龄不确定的 R2 持续时间。N1 在剖面上的厚度为 1.05m,按上述的平均沉积速率计算到得到 N1 的持续时间为 0.016Ma, R2 在剖面上的厚度为 7.05m,其持续时间约为 0.108Ma。可以推算出 N1 的底界为 4.496Ma,在 C3n. 2n 上部;R2 的顶界约为 4.072Ma,在 C2Ar 底部。因此, N1—R1—N2—R2 的年代在 4.072~4.496Ma 之间。

李强等(2003)文中的高特格哺乳动物化石点主要出自剖面的 2 个层位,稍靠下部的采样点 DB00-6,7 和 DB02-6 位于古地磁地层第 6 层,对应的时间约为 4.38Ma 左右;产出化石最多的 DB00-4 和 DB02-1~5 等化石点位于古地磁地层第 10 层,对应的时间约为 4.34Ma 左右(图 9)。

王晓鸣等在第 5 层(李强等,2003)下部(DB03-1)和顶部(DB03-2)进行了取样筛洗,找到一些新的化石材料。化石点 DB03-1 位于古地磁地层第 12 层中,其化石面貌与其下部层位的一致,对应的时间约为 4.15Ma 左右。DB03-2 位于古地磁地层第 13 层之上,由于 13 层以上为固结差的粗砂岩和薄层细砂岩,无法采古地磁样品。但 DB03-2 的化石显示其与下部有明显差异,出现了进步的鼠平类如 *Mimomys* cf. *M. orientalis* (高冠,具白垩质)和

Borsodia,与下部地层中的 *Mimomys*(=*Aratomys*) cf. *M. bilikensis*(低冠,无白垩质)相比,前两者明显进步,这指示了生存年代的不同。从磁性地层确定的年龄来看,*Mimomys* cf. *M. orientalis* 和 *Borsodia* 的出现层位应该晚于 4.072Ma (< 4.072Ma),这与甘肃灵台剖面第 V 段(3.60Ma~2.60Ma,郑绍华和张兆群,2001)出现 *Borsodia* 和河北泥河湾盆地上新统一更新统地层底部(< 4 Ma,蔡保全等,2004)出现 *Mimomys orientalis* 和 *Borsodia* 是一致的,这表明内蒙古中部乃至华北地区的哺乳动物在 4 Ma 左右应有一次较明显的演替事件,可能暗示着一次重要的环境演变事件。

4 结论

岩石磁学实验表明,样品中主要携磁矿物组合

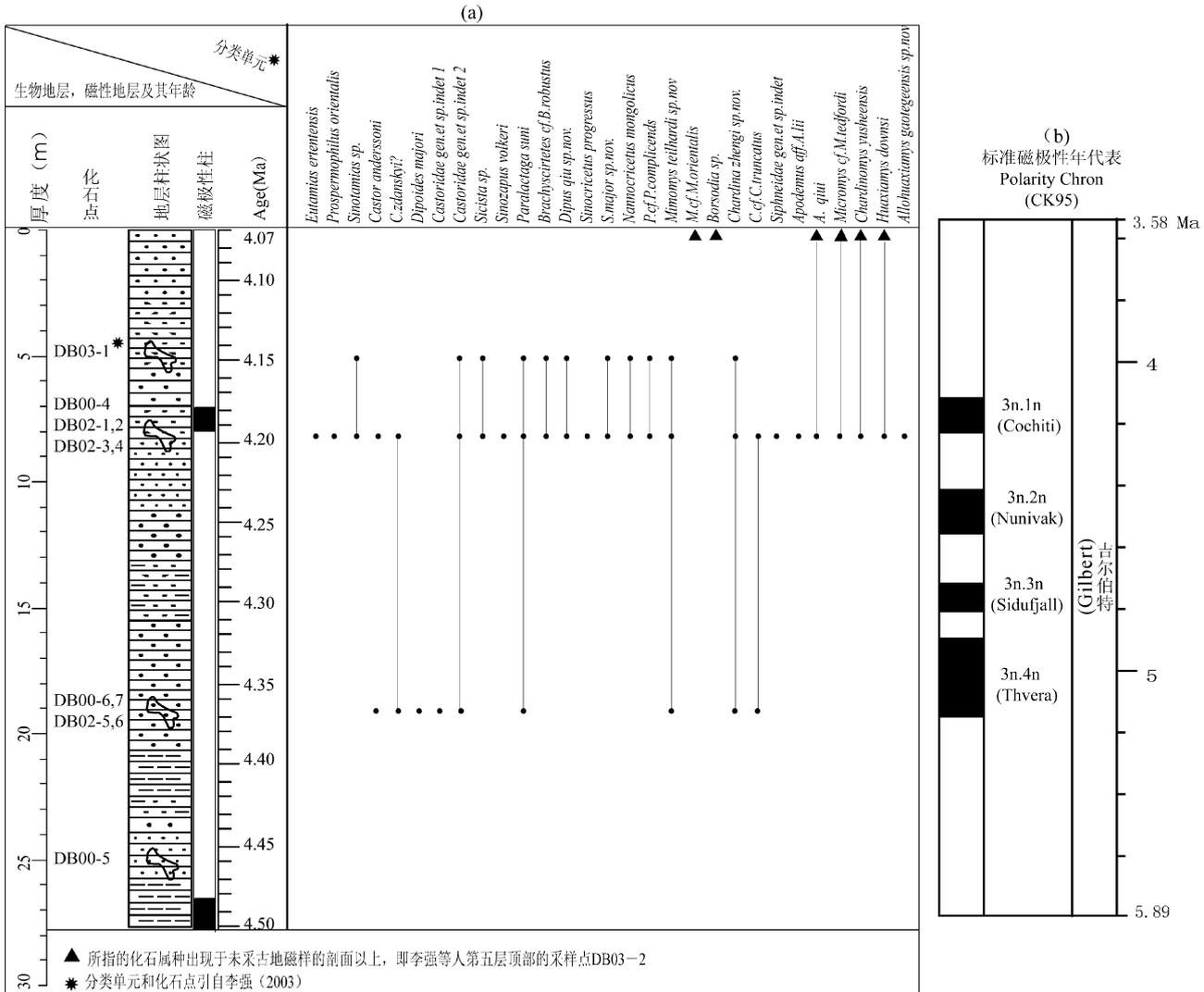


图 9 (a) 啮齿类动物在高特格剖面上的分布及年代;(b)标准磁性年代表(CK95)

Fig. 9 (a)The distribution and age of the rodents in the Gaotege section;

(b) Geomagnetic Polarity time scale(Cande and Kent,1995)

为磁铁矿和针铁矿。由于样品磁化强度(0.06 mA/m \leq NRM \leq 2.30 mA/m)较弱,且系统热退磁过程可能发生部分矿物相变,难以获得特征剩磁。由于该地区地层水平,没有经历过强烈的构造运动和后期热事件,利用剩磁方向重磁化大圆弧变化趋势可以可靠地判断样品的磁极性,并用来建立地层的磁极性柱。

在中国北方包括内蒙古中部地区,已经建立了较完整的生物地层表(Deng, 2006; Qiu et al., 2006)。高特格剖面的化石组合中一些重要化石如模氏鼠 *Mimomys*、日进鼠 *Chardinomys*、巢鼠 *Micromys*、姬鼠 *Apodemus* 和唐氏华夏鼠 *Huaxiamys downsi* 等均可以和其他动物群如榆社、灵台、比例克等地的动物群化石组合进行较精确的对比,进而确定该剖面的生物地层年代,为磁性地层的对比提供重要依据。高特格动物群化石产出层位大部分在 C3n. 1n—C3n. 1r, 相对应的时间是 4.18~4.48Ma(CK95)。高特格剖面的磁性地层年代在 C2Ar—C3n. 2n(Cande and Kent, 1995)之间,绝对年龄大约在 4.072~4.496Ma 之间。

致谢:感谢邱铸鼎研究员、施林峰博士、郑连弟硕士在论文写作过程中的有益讨论和建议。

参 考 文 献 / References

蔡保全,张兆群,郑绍华. 2004. 河北泥河湾盆地内典型剖面生物地层研究的新进展 古生物论文集, 28: 267~285.

李传夔. 1963. 内蒙古通古尔地区中新世地层中的单沟河狸属的化石新材料. 古脊椎动物学报, 7(3): 376~344.

李强. 2006. 内蒙古高特格上新世之啮齿目研究. 中国科学院研究生院博士学位论文, 1~111.

李思田,李宝芳,杨士恭,等. 1982. 中国东北部晚中生代断陷型聚煤盆地的沉积作用和构造演化. 地球科学, 18(3): 275~294.

内蒙古自治区地质矿产局. 1980. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 587~589.

邱铸鼎. 1996. 内蒙古通古尔中新世小哺乳动物群. 北京:科学出版社, 1~216.

邱铸鼎,王晓明. 1999. 内蒙古中部中新世小哺乳动物群及其时代顺序. 古脊椎动物学报, 37(2): 120~139.

王喜生, Lovlie Reidar, 苏朴. 2002. 许家窑泥河湾沉积物的岩石磁学性质. 中国科学(D辑), 32(4): 271~277.

杨振宇. 2002. 高精度地层划分对比的可靠方法——磁性地层学研究. 地质通报, 21(1): 45~47.

郑绍华, 张兆群. 2001. 甘肃灵台中新世一早更新世生物划分及其意义. 39(3): 215~228.

中国地层典编委会. 1999. 中国地层典第三系. 北京:地质出版社, 1~163.

中国地层典编委会. 1999. 中国地层典第四系. 北京:地质出版社, 1~122.

Andersson J G. 1923. Essays on the Cenozoic of northern China. Mem. Geol. Surv. China, A(3): 1~152.

Andrews R C. 1932. The new conquest of central Asia, anarrative of the explorations of the Central Asiatic Expeditions in Mongolia And China, Natural History of Central Asia. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 1: 1~678.

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res. 100 (1995): 6093~6095.

Dawson M R, 1961. On two ochotonids (mammalian, Lagomorpha) from the Later Tertiary of inner Mongolia. Am. Mus. Novit., 2061: 1~15.

Deng T. 2006. Chinese Neogene Mammal Biochronology. Vert Palasiat (古脊椎动物学报), 44 (2): 143~163.

Fahlbusch V, Qiu Z D, Storch G. 1983. The Neogene mammalian faunas of Ertemte and Harr Obo in Nei Mongol (Inner Mongolia), China. 1. Report on field work in 1980 and preliminary results. Sci. Sin., B, 26 (2): 205~224.

Flynn L J, Wu W Y, Downs W R. 1997. Dating vertebrate microfaunas in the late Neogene record of Northern China. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 133: 227~242.

Heller F, Chen Haihong, Jon Dobson, Maja Hagg. 1995. Permian—Triassic magneto-stratigraphy new results from South China. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 89: 281~295.

Li Q, Wang X M, Qiu Z D. 2003. Pliocene Mammalian fauna of Gaotege in Nei Mongol (Inner Mongolia), China. Vert. Palasiat., 41 (2): 104~114.

Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophysical Research Letters, 17 (2): 159~162.

McFadden P L and McElhinny M W. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. Earth and Planetary Science Letters, 87 (1~2): 161~172.

Miller G S. 1927. Revised determinations of some Tertiary mammals from Mongolia. Pal. Sin., C, 5 (2): 1~20.

Qiu Z D, Storch G, 2000. The early Pliocene micromammalian fauna of Bilike, Inner Mongolia China (Mammalia; *Lipotyphla*, *Chiroptera*, *Rodentia*, *Lagomorpha*). Senckenbergiana lethaea, 80(1): 173~229.

Qiu Z D, Wang X M, Li Q. 2006. Faunal succession and biochronology of the Miocene through Pliocene in Nei Mongol (Inner Mongolia). Ver. Palasiat., 44(2): 164~181.

Schaub S. 1934. Uber einige fossile Simplicidentaten aus China und der Mongolei. Abh Schweiz Palaont Ges., 54: 1~40.

Schlosser M. 1924. Tertiary vertebrates from Mongolia. Pal. Sin., C, 1(1): 1~119.

Tauxe L. 2005. Lectures in Paleomagnetism (unpublished): Magnetic Mineralogy, 6~14.

Wang X M, Qiu Z D, Opdyke N D. 2003. Litho-, Bio-, and Magnetostratigraphy and Paleoenvironment of Tunggur Formation (Middle Miocene) in Central Inner Mongolia, China. Am. Mus. Novit., 3411: 1~31.

Magnetostratigraphic Dating on the Pliocene Mammalian Fauna of the Gaotege Section, Central Inner Mongolia

XU Yanlong^{1,2)}, TONG Yabo¹⁾, LI Qiang³⁾, SUN Zhiming²⁾, PEI Junling²⁾, YANG Zhenyu^{1,2)}

1) *Department of Earth Science, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *Laboratory of Paleomagnetism, Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081;*

3) *Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100044*

Abstract

The assemblage of small mammal faunas discovered in the Gaotege section in central Inner Mongolia represents the youngest members of mammalia in the Neogene sedimentary sequence of the region. Because of its important significance for the study of mammalian revolution and the environmental changes in the Inner Mongolian Plateau, magnetic stratigraphic study and rock magnetism are carried out in the Gaotege section, in which small mammal fossils were found. Rock magnetic results indicate that magnetite and goethite are the main magnetic carriers with wider coercivities. Because of a weaker intensity of the natural remanent magnetization (NRM) and magnetic mineral changes during the thermal demagnetization, it is generally difficult to get directly the characteristic remanent magnetization (ChRM). However, the magnetic polarity of the ChRM can be defined using the fit of great circle technique, and the magnetic polarity sequence is established. The magnetostratigraphic results show four magnetic chrons with N1—R1—N2—R2 from this section covering the sampling thickness of 27.65m. We correlate the R1 with C3n.1r and R2 with C3n.1n (Cochiti subchron) according to magnetic time scale of Cande and Kent (1995). These results indicate that the age of Gaotege Fauna is dated between C3n.1n and C3n.1r (absolute age: 4.180~4.480 Ma). The sedimentary rate is estimated around 65.2 m/ma in the sampling section, and the age of sampling section is between 4.072 to 4.496 Ma.

Key words: neogene; mammalian fauna; rock magnetism; magnetostratigraphy; Inner Mongolia

