中国科学(B辑)
第25卷 第7期 SCIENCE IN CHINA (Series B) 1995年7月

青藏高原若尔盖湖芯磁性地层研究*

陈发虎① 王苏民② 李吉均① 施雅风② 李世杰③
曹继秀① 张宇田① 王云飞② K. Kelts④

(① 兰州大学地理科学系，兰州 730000; ② 中国科学院南京湖泊与地理研究所，南京 210093;
③ 中国科学院兰州冰川与冻土研究所，兰州 730000; ④ Lake Research Centre, University of Minnesota, USA)

摘要 RH钻孔位于青藏高原东部若尔盖盆地，是一个良好湖泊沉积钻孔，进深120.40 m. 根据高密度样品(10 cm间隔)系列交变退磁的剩磁测量结果，结合岩芯^{14}C和AMS测年，可以肯定该岩芯记录了布容正极性时9次地磁漂移或事件，且这些地磁漂移可与世界上不同地区发现的记录相对比. 该钻孔中B/M界线位于深108.0 m处，根据钻孔下部沉积速率每年0.13 mm推算，钻孔底界年龄为825 ka B. P.

关键词 青藏高原 若尔盖古湖湖芯 磁性地层 地磁漂移

布容正极性时内，地磁场曾发生若干次短期内偏离南北极方向的过程——地磁漂移，或在相当长时间内产生完全倒转的过程——磁极性事件，但几乎没有一个地磁漂移或事件能在全球范围内被完全确认[1]. 许多地磁漂移仅在某一地区或沉积环境中被很好地记录了下来，而在其它地区或沉积环境中即使详细的调查分析也难以确定其存在的客观性，地磁漂移的全球普遍性受到怀疑. 然而应当看到，有多种原因导致了对已报道地磁漂移或事件检验的困难性：其一，地磁漂移或事件发生的物理机制仍有待进一步探讨，例如曾有人提出Blake事件是区域性自发磁化形成的[2]；其二，测年技术仍有待于提高，例如记录Laschamp地磁漂移的Laschamp岩流，不同测年方法给出的年龄由20～50 ka B.P.不等[1,3,4]，而地磁漂移本身持续的时间不过千年左右甚至更短[5]. 地磁漂移或事件持续的时间均较短，用于检验地磁漂移的沉积物的沉积速率不够高，不能排除因此而导致的遗漏，即使沉积速率足够高，因各种原因导致的沉积缺失也是可能的.

RH钻孔位于青藏高原东部的若尔盖盆地，钻孔打在四川省若尔盖县麦溪乡黑河牧场西南4 km处(33°54′N, 102°32′W)，东距甘肃省玛曲县10 km，基本处于若尔盖古湖的中部. 钻孔海拔3 396 m，附近玛曲县气象台站年均气温2.3 ℃，年降水量612 mm，属湿润寒冷气候区. 若尔盖RH钻孔岩芯具有较高的沉积速率、相对稳定的沉积环境和极好的湖泊沉积岩性，可为检验与发现布容时极性事件及地磁漂移提供良好机会，也为青藏高原布容世内湖相及其它沉积物磁性地层间的相互对比提供可能.

1994-03-21收稿，1994-11-15收修改稿
* 国家自然科学重点基金资助项目

1　岩芯与采样

RH 钻孔总进深 120.48 m，可综合成 6 个大的岩性段（L_1～L_6图 1），从上到下分别为：L_1，厚 13.0 m，细砂及其与粉砂互层，水平层理，地表 55 cm 为泥炭；L_2，厚 23.5 m，岩性变化较大，主要为细砂、粉砂和碳酸盐类沉积，呈水平层理，含 4 层泥炭或泥炭与泥粉互层，深 17 m 与 24 m 左右岩性突变；L_3，厚 33.5 m，岩性相对均一，粉砂、泥粉和粉泥占 90% 以上，整段富含螺壳，中段多见炭屑，夹两层泥碳，水平层理；L_4，厚 15.0 m，岩性多变，富含泥炭，多见碳屑，粉泥、粘土及泥炭与粉泥互层为主，含两层碳酸盐沉积；L_5，厚 31.0 m，粉泥、粉砂为主，含 4 层泥炭或有机质富集层（厚 2～70 cm），井深 75 m 和 108 m 处见 5～10 cm 岩屑和碎屑流沉积；L_6，厚 4.48 m，由泥炭及其与泥粉互层组成，灰褐色至褐黑色，该钻孔没有打穿此泥炭层．总之，RH 钻孔岩性以粉砂、泥粉和粉泥为主，粗到细砂，细到粘土，夹有多层泥炭和碳酸盐类沉积的良好湖相沉积，连续稳定的良好湖相沉积为布容时地球磁场变化提供了良好的记录．

RH 钻孔共取出 79 个回次的岩芯柱（直径 8 cm）．每回次平均长 1.5 m 左右，就地切成 20～30 cm 的岩芯段，包装并标明上下方向．古地磁样品在室内等间隔采取（10 cm），大小为 2.0 cm×2.0 cm×2.0 cm，加工好的样品放入标准样盒内．为防止氧化反应，样品在装入样盒后 1 个月内完成测试工作．岩芯顶部 1～7 回次（至深 4.9 m）因变形较大，采用天然剖面不等间隔取样．RH 钻孔共采集 1 201 组样品，每组样品取自同一采样高度，因其它分析项目较多，每组样品取 1～3 个样本．

2　实验分析

对于湖相和深海沉积物钻孔样品而言，国际上通常使用交变退磁退去次生剩磁的影响[6～8]，热退磁往往会引起某些磁性矿物的氧化反应．本文使用交变退磁方法退去次生剩磁．交变退磁使用美国的 MS2 型退磁仪，剩磁测量使用英国的 DIGICO 磁力仪．所有样品先经过天然剩磁测量，然后选择部分样品进行系列交变退磁试验，退磁间隔 5 mT，最大退磁场达 70 mT（典型退磁过程参见图 2 所示）．系列退磁结果说明，在 40 mT 以下的退磁场即可获得稳定磁倾角．其余样品以 5 mT 为间隔系列交变退磁至方向稳定为止．取系列交变退磁方向稳定时的磁倾角为最终结果，一般在峰值磁场 15～20 mT 下可获得稳定倾角；少数样品利用 10mT 或 25 mT 退磁场的结果．剩磁强度较弱的样品，采用英国利物浦大学地磁学实验室超导磁力仪测量剩磁．RH 钻孔磁倾角随深度变化见图 1 所示．

图 3 给出了通过 VSM 仪器获得的典型磁滞回线，矫顽力（H_c）为 44.7 mT，剩余磁化强度（M_r）与饱和磁化强度（M_s）之比在 0.4 左右，M_s 为 14.0 μA・M^2/kg．磁滞回线形态和特征参数说明，记录剩磁的磁性矿物并非赤铁矿，而与前人报道的湖相沉积和人工合成的硫复铁矿相近（Fe_3S_4）[8, 9]．High field/High temperature Horizontal Translation Balance 用来研究磁化强度随温度的变化，使用的外加磁场为 55.2 mT，加热速率每分钟 30℃．加热过程中样品的磁化强度逐渐减小，300℃ 时快速降低，在 450℃ 前后磁化强度达到极小值后略有回升，说明样品中有新磁性矿物形成．加热到500 ℃前后回升达到最大，随后迅速降低，700℃ 前后失去铁磁性性质（图 4）．以上特征说明，样品中主要铁磁性矿物的居里温度约 450℃，与硫复铁矿相同[9, 10]；新生磁性矿物的居里温度在 550℃ 前后，是赤铁矿的特征．RH 湖芯样品的环境磁学

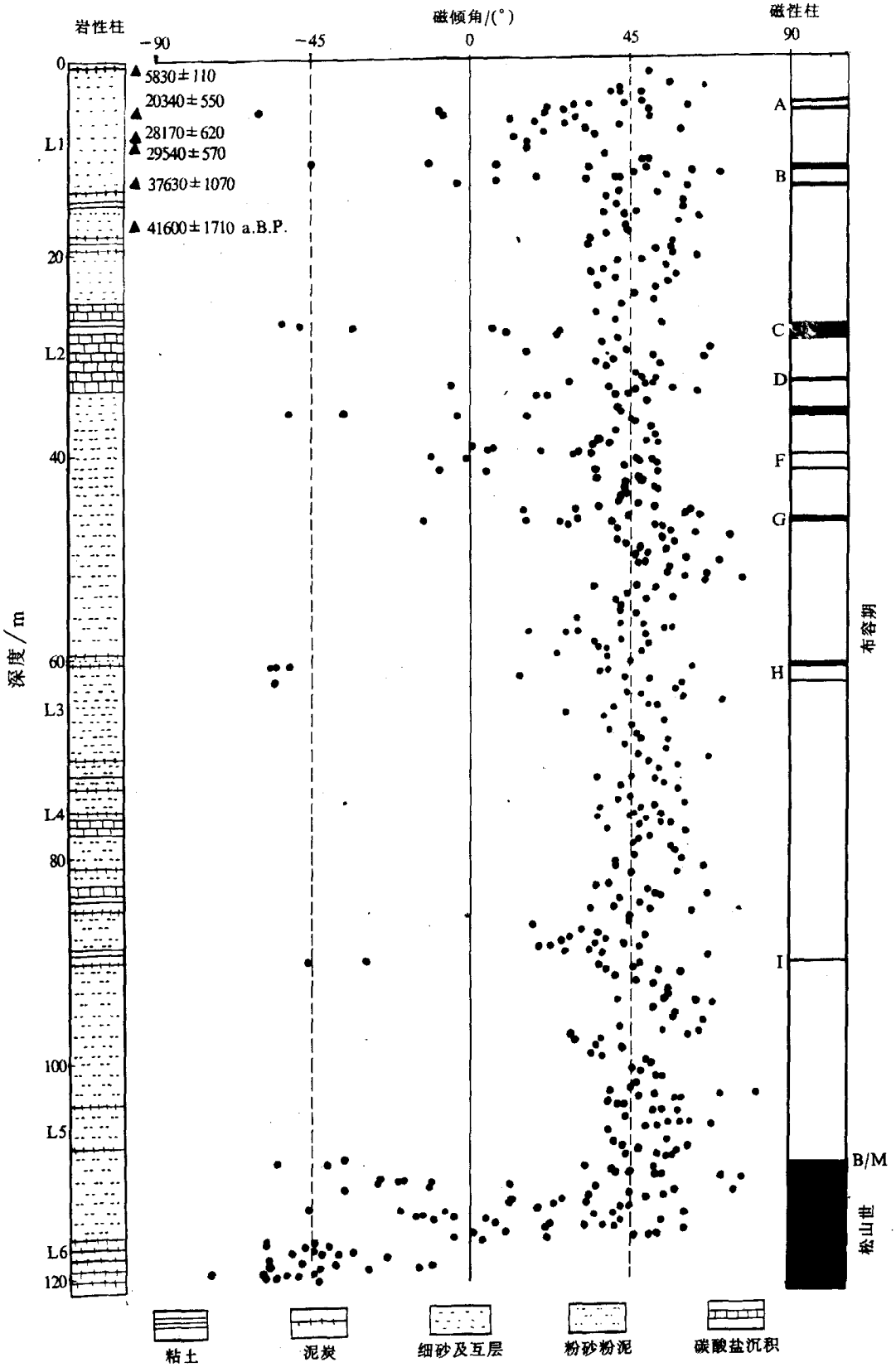


图 1 RH 湖芯岩性柱、磁极性柱及磁倾角随深度变化

特征，例如 SIRM/x 值异常等，也指示此湖芯样品磁性矿物应该是硫复铁矿．硫复铁矿在天然湖泊沉积中较为少见，具有极重要的环境意义[10]．由于硫复铁矿具有磁铁矿剩磁记录的特性，磁记录较为稳定可靠．

3　结果与讨论

由图 1 可见，RH 钻孔岩芯记录的地磁倾角绝大部分为正，底部 12.48 m 记录的地磁倾角为负，下段稳定负极性为松山反极性时，B/M 界线位于深 108.0 m．布容正极性时内出现若干

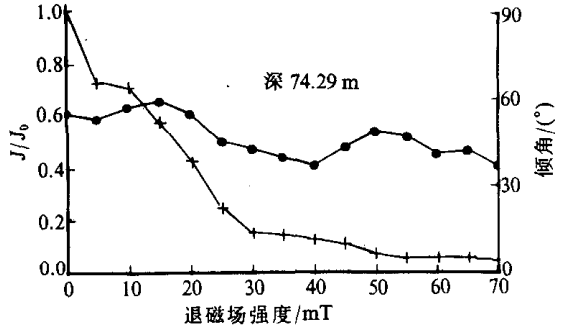


图 2　RH 钻孔岩芯磁倾角（黑圆点）与 J/J_0（+ 字）随退磁场的变化
J/J_0 为剩磁强度与天然剩磁强度比值

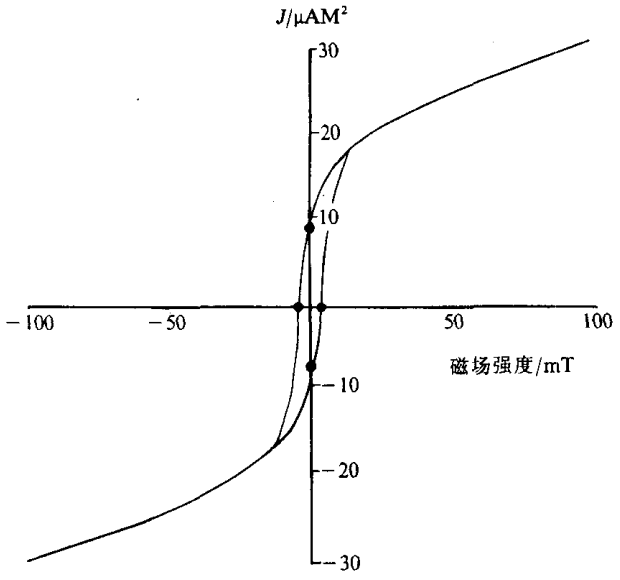


图 3　RH 钻孔样品中铁磁性矿物的典型磁滞回线

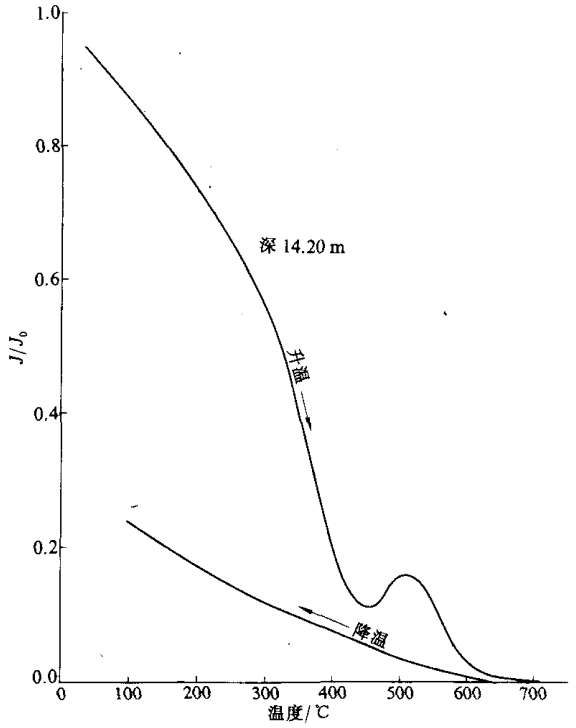


图 4　RH 钻孔样品磁化强度随温度的变化过程

负倾角段（倒转或不完全倒转），分别用 A ～ I 表示，其中 A，B，F 与 H 段分别由前后两段组成（表 1）．在多数负倾角段前后，磁倾角有明显变小过程，偏离偶极子磁倾角范围．

各负倾角段年龄可据有机 ^{14}C 年龄、AMS 年龄和 B/M 界线年龄，考虑岩性变化，通过平均沉积速率推算．天然剖面 0.55 m 深处有机 ^{14}C 测年为（5 830 ± 110）aB.P.，4.92 m 深处为（20 340 ± 55）aB.P.；其间平均沉积速率为 0.30 mm/a，由此推算 A1 段年龄为 20.00 ～ 20.60 kaB.P.；钻孔中 7.73 m 处 AMS 测年为（28 170 ± 620）aB.P.，8.04 m 深处年龄为（29 540 ± 570）aB.P．故 4.92 m 至 7.73 m 间平均沉积速率为 0.36 mm/a，据此算得 A2 段年龄为 22 kaB.P.；钻孔深 12.46 m AMS 年龄为（37 630 ± 1 070）aB.P.，故 8.04 m 至 12.46 m 间平均沉积速率为

表1 RH钻孔布容时内负倾角段深度、年龄及与已报道的地磁漂移的对比

负倾角段	A		B		C	D	E	F		G	H		I
	A1	A2	B1	B2				F1	F2		H1	H2	
深度/m[a)]	4.8～5.0 (4.8～5.2)	5.5 (5.4～6.4)	10.1～10.6 (7.8～10.6)	12.1 (12.0～12.1)	26.2～26.8 (26.2～27.3)	32.4 (32.4)	35.0～35.3 (35.0～35.5)	39.2～39.4 (38.2～39.4)	40.6 (40.6～40.8)	45.6 (45.3～45.6)	59.6～59.9 (59.6～59.9)	61.2 (61.2)	88.4～88.7 (85.0～88.7)
沉积速率/mm·a^{-1}[b)]	0.30	0.36	0.55		0.13								
年代/ka	20.0～20.6	22.0	33.31～34.22	36.97	108.02～112.58	155.14	174.90～177.18	206.82～208.34	217.46	254.46	361.86～364.14	374.02	580.74～583.02
对比	Mono	Mungo	Laschamp		Blake		Biwa I			Biwa II	$V_{20\text{-}108}$	记录	Emperor

a) 括号内数据为倾角小于30℃的深度

b) 沉积速率的计算方法见文中所述

0.55 mm/a. 沉积速率的增大与物质变粗相吻合，计算出B1和B2段年龄分别为33.31～34.22 ka B.P.和36.97 ka B.P.；此外，在钻孔17.46 m深处测得AMS年龄是(41 600±1 710) a B.P. C段及以下各负倾角段的岩性与以细砂、粉砂为主的A和B段不同，它们的沉积环境相对稳定，岩性以粉砂质粘土和粘土质粉砂为主. 钻孔中B/M界线位于深108.00 m处，尽管有人提出B/M界线的新年龄[11]，但有待进一步检验，这里仍按惯例取730 ka B.P.，由此算得B/M界线至深17.46 m间的平均沉积速率为0.13 mm/a. 由此平均沉积速率计算出的C段及以下各负倾角段年龄见表1所示.

A1段和A2段，可能分别是Mono和Mungo或Younger Mungo地磁漂移的记录，年龄与已报道的这两个地磁漂移相近. B1与B2段应是位于30～50 kaB.P.的Laschamp事件的记录[1]，不同的是RH湖芯记录到前后两个事件，相隔约三千年. C段年龄为108.02～112.58 ka B.P.，恰与Smith和Foster[12]发现的Blake事件年龄相同，后人工作进一步肯定此事件在深海记录中开始于氧同位素5e阶段后期[13]，中国黄土地层中位于S_1中部[14]. D段年龄为155.14 ka B.P.，可能属于Blake事件的早期倒转阶段. E段年龄为174.90～177.18 ka B.P.与已报道的Biwa I事件年龄相当. F段磁倾角有明显的由正向负转换过程，分为前后两个倒转，小于30°磁倾角可达2 m多厚，无疑记录了一次地磁漂移过程，年龄在200 ka B.P.前后，目前国内外尚没有报道过，有待进一步检验. G段年龄与Biwa II事件年龄相当. H段年龄分别为361.86～364.14 ka B.P.与374.02 ka B.P.，前后两段的特点和它们的年龄可与北太平洋深海$V_{20\text{-}108}$岩芯在400 ka B.P.年前后的地磁漂移[1]相对比. RH湖芯记录到的布容世内最早地磁漂移发生在580.74～583.02 ka B.P.，可能是前人报道的Emperor事件的记录. 综上所述，青海高原若尔盖RH钻孔湖相地层中记录到的9段地磁漂移或事件，与已报道的地磁漂移或事件记录有极好的对比(表1). RH钻孔湖芯记录是迄今所报道的布容世内地磁漂移或事件的最齐全记录，同时还发现了200 ka B.P.左右不曾见报道的地磁漂移，进一步确证了布容世内若干地磁漂移或事件存在的客观性.

B/M界线之下尚有12.48 m岩芯，若仍以0.13 mm/a的沉积速率推算，则钻孔底界年龄为825.40 ka B.P.，尚没有达到哈拉米洛事件，这与古地磁测量结果一致. 钻孔底部稳定的

负极性经4段正负倾角交替变化，最后才完全过渡到布容正极性(图1)．在这4段交替变化中负倾角段总厚2.40 m，正倾角段厚5.60 m，分别跨时18.50 ka和43.10 ka．尽管现已获知磁极性世转换过程中地球磁场多处于非偶极子状态，但一般跨时较短，例如西峰剖面松山世至布容世转换跨时仅4～6 ka[15]．一种可能是，沉积速率在B/M界线前后有较大变化，这在岩性方面有反映，例如在108.00 m深处观察到两层厚14 cm的碎屑流沉积和5 cm的灰岩屑，112.48 m深处亦有灰岩岩屑沉积，反积沉积环境的快速调整，这可能是中更新世初青藏高原强烈隆起[16]的反映．

结合^{14}C测年和AMS测年，根据RH孔磁性地层和布容世内极漂出现的位置，综合考虑岩性变化等因素，最后建立起RH钻孔的详细时间序列．

致谢　感谢薛飞、刘光秀、张平忠、郑本兴等同志参加野外钻探工作，作者还特别感谢英国利物浦大学F. Oldfield教授和J. Shaw博士免费提供了仪器设备．

参　考　文　献

1 Jacobs J A. Reversals of the earth's magnetic field. Bristol: Adam Hilge Ltd, 1984, 87～116
2 Denham C R. Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles out Ridge. Earth Plant Sci Lett, 1976, 29: 422～434
3 Bonhommet N, Zahringer J. Palaeomagnetism and potassium-argon age determination of the laschamp geomagnet polarity event. Earth Plant Sci Lett, 1969, (6): 43
4 Gillot P Y, Labeyrie J. Age of the laschamp polarity palaeomagnetic excursion revisited. Earth Plant Sci Lett, 1979, 42: 444
5 朱日祥，顾兆炎，黄宝春等．北京地区15 000年以来地球磁场长期变化与气候变迁．中国科学，B辑，1993, 23(12): 1 316～1 321
6 Herrero-bervera E, Helsley C E, Hammond S R *et al*. A possible lacustrian paleomagnetic record of the Blake episode from Pringle Falls, Oregon, USA. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1989, 56: 112～123
7 Tric E, Laj C, Valet J -P *et al*. The Blake geomagnetic event-transition geometry, dynamic characteristics and geomagnetic significance. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 102: 1～13
8 Hilton J. Geigite and the magnetic properties of sediments. Limnol Ceanogr, 1990, 35: 509～520
9 Snowball I F, Thompson R. The occurence of Greigite in sediments from Loch Lomand. Journal of Quartemary Science, 1988, 3: 121～125
10 Oldfield F, Darnley I, Yate G *et al*. Storage diagenesis versus sulphide authigenesis: possible implications in environmental magnetism. Journal of Palaeolimmology, 1992, 7: 179～189
11 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An altemative astronomical calibration of the lower pleistocene timescale based on DDP site 677. Transaction of the Royal society of Edinburgh earth sciences, 1990, 81: 251～261
12 Smith D J, Foster J H. Geomagnetism reversed in Brunhes normal polarity epoch. Science, 1969, 163: 565
13 Tucholka P, Fontugne M, Guichard F *et al*. The Blake magnetic polarity episode in cores from the mediterranean sea. Earth Plant Sci Lett, 1987, 86: 320～326
14 卢演俦，Mortlock A J, Price D M *et al*. 马兰黄土的粗颗粒石英砂热释光断代．科学通报，1988, 33(1): 47～50
15 Zhu Ruxiang, Ding Zhongli, Nie Gaozhong *et al*. Records of Matuyama-Brunhes transition field from Xifeng, Gansu province, In: Liu Tungsheng ed. Loess Enviroment and Global Change, Beijing: Science Press, 1991. 142～146
16 李吉均，文世宣，张青松等．青藏高原隆起的时代、幅度和形式探讨．中国科学，1979, (6): 608～616