

青藏高原东缘山地古冰川沉积物磁化率特点 及其影响因素分析

张 威¹, 李媛媛¹, 冯 骥², 毕伟力¹, 刘 鸽¹

(1. 辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029; 2. 北京林业大学经济管理学院, 北京 100083)

摘 要:湖泊、黄土与古土壤、深海沉积物等连续沉积体的磁化率变化作为环境变化的替代性指标被广泛应用, 然而对于非连续、能够反映特定时段气候变化的沉积体, 如冰川沉积物的磁化率却较少涉及。本文通过对青藏高原东缘8个典型冰川发育山地冰碛物磁化率进行研究, 并与黄土、湖泊、深海沉积物以及不同区域的表土磁化率进行对比, 采用质量磁化率和频率磁化率探讨冰碛物的磁化率特点及其影响因素。结果表明: 青藏高原东缘山地的冰碛物质量磁化率呈宽幅波动, 介于 $(3.01 \sim 1808.80) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 平均值 $147.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$; 频率磁化率值较低、且波动幅度小, 介于0~6.89%, 平均值为1.37%。不同时空条件下冰碛物的磁化率特点不同, 即不同地点同一冰期磁化率的差异显著; 同一地点不同冰期冰碛物的磁化率变化不明显。影响冰碛物磁化率的主导因素是母岩的岩性条件, 气候因素起次要作用。

关 键 词:冰碛物; 磁化率; 气候; 青藏高原

1 引言

自20世纪70年代Thompson和Oldfield^[1]创立环境磁学以来, 目前已广泛应用于全球变化研究的许多领域, 比较成熟的研究用于湖泊、黄土和深海沉积物^[2-19]。由于研究目的不同, 环境磁学的研究主要用途为: ①层位划分。即可以选择单一或综合磁参数对剖面进行层位划分, 依据是磁参数值的差异, 不必考虑样品磁性特征的矿物学内涵。②指示环境事件。在连续沉积序列中, 可能发育一个或多个磁性极端异常的地层, 该异常可能指示流域或邻区的某些环境事件。③环境变化分析。气候变化控制着流域内的植被演变和土壤发育过程, 改变水文条件以及沉积环境, 进而形成相应的风化、侵蚀、搬运和沉积模式, 使沉积物的来源以及粒度等发生变化并在沉积序列的磁性特征上反映出来。所以, 通过磁信息的测定可以揭示来源物质的基本特征, 进一步分析环境变化的过程与机制。在环境变化分析方面, 目前在黄土和深海沉积物中, 已经基本明确了磁化率与气候变化的对应关系, 但对其机制

还处于探讨之中。当前, 应用磁化率进行环境变化的研究多集中在连续沉积体的磁性变化上, 而对于非连续的、能够反映特定时段气候变化的沉积体, 如冰川沉积物则研究不多。国际上对冰碛物的磁性特征研究主要是对原冰川作用区的冰碛物进行分类^[20], 国内对于和冰川沉积物有关的磁性特征研究, 也仅限于属于湖泊研究领域的冰川湖相沉积物^[14-15]。冰川沉积物是寒冷气候条件的直接反应, 具有明确的气候变化指示意义。因此, 本文以青藏高原东缘第四纪冰川发育山地(图1)的冰碛物为研究对象, 尝试对冰碛物的磁学特点进行研究, 探讨影响冰碛物磁化率高低的基本因素。

2 材料与方法

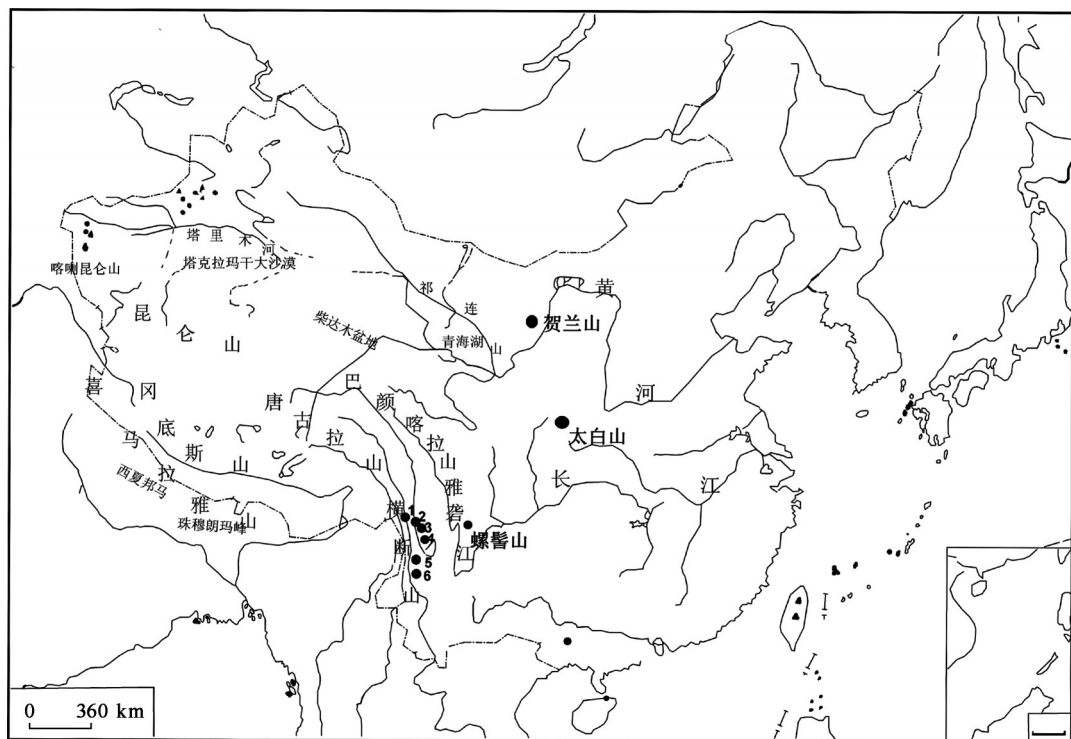
对贺兰山、太白山、老君山、千湖山、石卡雪山、螺髻山、白马雪山、哈巴雪山8个山地的冰川沉积物进行采样, 所采集样品均为形态明显的侧碛垄和终碛垄, 选择避开风化层的新鲜剖面样品, 各地取样距表层距离不等, 一般为0.5~1.0 m, 共采集样品

收稿日期: 2012-01; 修订日期: 2012-04.

基金项目: 国家自然科学基金项目(40971010, 40571016, 41271093)。

作者简介: 张威(1969-), 男, 吉林松原人, 教授, 博士生导师, 主要从事环境与灾害地貌研究。E-mail: zhangweilnu@163.com

通讯作者: 李媛媛(1987-), 女, 硕士研究生, 主要从事环境与灾害地貌研究。E-mail: yuanyuanyihao@126.com



1白马雪山;2石卡雪山;3千湖山;4哈巴雪山;5老君山;6点苍山

图1 青藏高原东部发育典型冰川采样点分布

Fig.1 The typical development glacial points in the eastern bordering mountains of the Tibetan Plateau

62个(表1),其中,老君山、太白山、千湖山、螺髻山、白马雪山、贺兰山的冰期序列采用前人研究成果^[21-27],据此对不同冰期或冰阶的冰川沉积物进行采样。哈巴雪山、石卡雪山的冰期系列采用相对地貌法确定,重点关注冰川沉积物的地貌形态、保存的位置、风化程度并与其他典型冰川作用区进行对比^[28-32]。本文选择形态清楚、保存比较完整的各次冰期冰碛垄进行采样。为了使实验数据尽可能消除颗粒大小对磁化率的影响,选择粒径小于2 mm的组分作为测试对象。样品磁化率测定在辽宁师范大学沉积学实验室进行,仪器设备采用英国Bartington仪器公司生产的MS2型磁化率测量仪。将自然风干的样品装入10 ml无磁性圆柱形样品盒内压实、称重,随后进行低频磁场(0.46 kHz)和高频磁场(4.6 kHz)的容积磁化率(k)的测定,重复测3次,取平均值。由以下公式可计算出相关数据:

$$\chi = k/\rho \quad (1)$$

$$\chi_{fd} = [(\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf}] \times 100\% \quad (2)$$

式中: χ 为质量磁化率($10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$); k 为容积磁化率; ρ 为样品平均密度(kg/m^3); χ_{fd} 为频率磁化率(%); χ_{lf} 为低频磁化率($10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$); χ_{hf} 为高频磁化率($10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)。计算结果如表1所示。

3 结果分析

3.1 冰碛物磁化率呈宽幅波动

对所测的62个冰碛物样品的磁化率数据进行分析(表1),结果显示:青藏高原东缘山地冰碛物的磁化率值波动幅度大,最低值出现在石卡雪山SK-6号样($3.01 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$),最高值出现在老君山LJ-2号样($1808.80 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$),磁化率值介于($3.01 \sim 1808.80$) $\times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间,平均为 $147.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。其中,老君山、哈巴雪山样品的磁化率值明显高于其他地区,大多分布在($300 \sim 1000$) $\times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间,呈现出强磁性的特点;太白山的磁化率值高出其他几个磁化率较低山地的2~10倍,磁性也比较强;而白马雪山和螺髻山的磁化率值非常低,分别介于($5.56 \sim 11.60$) $\times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和($12.57 \sim 28.89$) $\times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,显示磁性微弱。

通过冰碛物与黄土、湖泊、深海沉积物的磁化率比较可以看出(表2):黄土剖面(包括黄土高原区和东部陆架黄土状土)的磁化率变化范围较小,基本上介于($25 \sim 250$) $\times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 范围,第四纪湖泊沉积物的磁化率变化范围较大,其中,位于我国东部低海拔处不同成因的湖泊绝大多数为($5.0 \sim 104.5$) \times

表1 青藏高原东部典型山脉质量磁化率、频率磁化率值实验数据结果
Tab.1 The experimental data results of mass magnetic susceptibility and frequency magnetism
in the eastern bordering mountains of the Tibetan Plateau

采样点	经度 /E	纬度 /N	海拔 /m	样品号	χ_{lf} /10 ⁻⁸ m ³ ·kg ⁻¹	χ_{hf} /10 ⁻⁸ m ³ ·kg ⁻¹	χ_{fd} /%	采样部位	主要岩 性条件	冰期序列
贺兰山	105°57'04.3"	38°53'53.4"	2890	HL-1	46.80	46.51	0.60	终碛垄	黄土	晚冰期
	105°55'43.4"	38°49'08.2"	3041	HL-2	35.91	35.40	1.43	侧碛垄	以砂岩、砾 岩、玄武岩	新冰期
	105°55'44.1"	38°49'07.7"	3040	HL-3	36.42	35.38	2.85	侧碛垄		新冰期
	105°55'44.4"	38°49'04.9"	3030	HL-4	41.66	41.66	0.00	冰碛平台		MIS3b
	105°55'28.1"	38°49'22.5"	3020	HL-5	36.45	35.93	1.42	侧碛垄		末次冰盛期
平均值					39.45	38.98	1.27			
太白山	33°55'39.8 "	107°46'5"	2970	TBS-1-1	182.89	182.35	0.29	内侧碛垄	片麻岩、 花岗岩	末次冰盛期
	33°55'39.8 "	107°46'5"	2970	TBS-1-2	156.02	155.76	0.16	内侧碛垄		末次冰盛期
	33°55'39.8 "	107°46'5"	2970	TBS-1-3	182.49	181.53	0.52	内侧碛垄		末次冰盛期
	33°55'38.5"	107°46'5"	2910	TBS-2-1	57.83	57.11	1.24	外侧碛		末次冰期早期
	33°55'38.5"	107°46'5"	2910	TBS-2-2	95.28	92.83	2.57	外侧碛		末次冰期早期
	33°55'38.5"	107°46'5"	2910	TBS-2-3	96.57	96.29	0.28	外侧碛		末次冰期早期
	33°55'43.1"	107°46'9.7"	3070	TBS-3-1	115.69	114.41	1.10	终碛垄		末次冰盛期
	33°55'43.1"	107°46'9.7"	3070	TBS-3-2	130.55	130.25	0.23	终碛垄		末次冰盛期
平均值					127.17	126.31	0.80			
螺髻山	102°23'52.6"	27°35'56"	2610	Q-1	23.70	23.23	1.98	高侧碛	震旦系列古六砂 岩、砾岩、白云质 灰岩、凝灰 岩组成	倒二冰期
	102°23'55.7"	27°35'58.6"	2570	Q-2	12.71	12.65	0.53	高侧碛		倒二冰期
	102°23'39.7"	27°35'49.7"	2720	Q-3	19.07	18.45	3.23	低侧碛		末次冰期
	102°22'35.1"	27°34'58.3"	3570	DHZ-1	28.89	28.65	0.80	终碛垄		末次冰期
	102°20'01.6"	27°38'28.6"	3430	AZ-1	12.57	11.71	6.89	侧碛垄		末次冰期
	102°20'47.7"	27°37'06.1"	3850	zID-1	23.89	22.91	4.08	侧碛垄		末次冰期
平均值					20.14	19.60	2.92			
白马雪山	99°02'28.5"	28°20'21.1"	3910	BM-1	11.18	11.05	1.13	终碛垄	页岩、泥岩、 砂岩、灰岩	末次冰期
	99°02'12.6"	28°20'27.7"	3960	BM-2	10.30	9.91	3.73	侧碛垄		末次冰期
	99°01'38.0"	28°20'31.0"	4000	BM-3	7.19	6.89	4.16	侧碛垄		末次冰期
	99°01'22.9"	28°20'37.1"	4050	BM-4	7.10	7.08	0.33	终碛垄		末次冰期
	99°01'08.2"	28°20'41.6"	4060	BM-5	6.47	6.43	0.56	终碛垄		末次冰期
	99°01'46.1"	28°20'41.6"	4060	BM-6	11.60	11.35	2.19	终碛垄		末次冰期
	99°00'29.8"	28°20'40.5"	4110	BM-7	8.41	8.35	0.76	终碛垄		末次冰期
	99°00'13.4"	28°20'26.6"	4090	BM-8	8.89	8.96	0.00	终碛垄		末次冰期
	98°59'55.2"	28°20'33.2"	4130	BM-9	10.16	10.14	0.20	终碛垄		末次冰期
	98°58'09.9"	28°20'16.7"	4500	BM-10	6.59	6.50	1.25	侧碛垄		末次冰期
	98°58'09.9"	28°20'16.9"	4320	BM-11	6.77	6.52	3.73	终碛垄		末次冰期
	98°58'42.8"	28°20'31.4"	3900	BM-12	5.56	5.66	0.00	侧碛垄		末次冰期
	99°02'44.4"	28°20'07.2"	3890	BM-13	7.33	7.22	1.41	侧碛垄		末次冰期
	99°02'41.3"	28°20'09.5"	3900	BM-14	9.55	9.20	3.69	侧碛垄		倒二冰期
	99°02'37.3"	28°20'07.8"	3910	BM-15	8.06	7.88	2.25	侧碛垄		倒二冰期
平均值					8.34	8.21	1.69			

续表 1

采样点	经度 /E	纬度 /N	海拔 /m	样品号	χ_{if} / $10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	χ_{hf} / $10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	χ_{sd} /%	采样部位	主要岩 性条件	冰期序列
千湖山	99°46'31.0"	27°23'91.5"	4000	QH-1	34.90	34.34	1.58	终碛垄	灰岩、泥岩、 大理岩	末次冰期
	99°46'31.1"	27°23'91.6"	4000	QH-2	44.78	44.49	0.64	终碛垄		末次冰期
	99°47'16.3"	27°24'09.4"	3920	QH-3	30.00	30.30	0.00	高侧碛		末次冰期
	99°47'16.4"	27°24'09.5"	3920	QH-4	32.18	31.88	0.91	高侧碛		末次冰期
	99°47'43.3"	27°24'46.2"	3830	QH-5	103.84	103.10	0.71	低侧碛		末次冰期
	99°47'43.4"	27°24'46.3"	3830	QH-6	145.23	142.67	1.76	低侧碛		末次冰期
	99°48'10.1"	27°24'95.4"	3600	QH-7	21.33	20.90	1.81	终碛垄		末次冰期
	99°48'10.2"	27°24'95.4"	3600	QH-8	22.45	22.45	0.00	终碛垄		末次冰期
平均值					54.34	53.77	0.93			
石卡雪山	99°35'51.8"	27°42'60.4"	4210	SK-1	77.29	76.69	0.77	终碛垄	大理岩、板 岩、灰岩	末次冰期
	99°35'51.6"	27°47'63.1"	4210	SK-2	91.56	90.87	0.74	终碛垄		末次冰期
	99°35'51.6"	27°47'63.1"	4200	SK-3	33.02	32.82	0.58	终碛垄		末次冰期
	99°36'88.1"	27°46'62.5"	3750	SK-4	33.10	32.27	2.50	终碛垄		末次冰期
	99°36'88.1"	27°46'62.5"	3750	SK-5	42.12	41.85	0.63	终碛垄		末次冰期
	99°36'82.8"	27°46'39.5"	3790	SK-6	3.01	2.85	5.10	侧碛垄		末次冰期
	99°36'82.8"	27°46'39.5"	3790	SK-7	5.65	5.51	2.35	侧碛垄		末次冰期
	99°35'37.1"	27°48'67.4"	3860	SK-8	52.28	50.50	3.40	侧碛垄		末次冰期
	99°35'37.1"	27°48'67.4"	3860	SK-9	54.72	53.26	2.67	侧碛垄		末次冰期
	99°36'62.2"	27°48'40.4"	3830	SK-10	101.38	100.69	0.68	终碛垄		末次冰期
	99°36'62.2"	27°48'40.4"	3750	SK-11	81.90	80.25	2.01	终碛垄		末次冰期
	99°36'17.1"	27°48'47.4"	3830	SK-12	81.99	81.99	0.00	侧碛垄		末次冰期
平均值					54.84	54.13	1.79			
哈巴雪山	100°05'58.8"	27°22'49.3"	3250	HB-1	322.19	321.96	0.07	侧碛垄	砂岩、大理岩、 玄武岩、砂质 页岩、灰岩	末次冰期
	100°06'11.5"	27°22'51.4"	3190	HB-2	492.29	493.25	0.00	终碛垄		末次冰期
	100°08'14"	27°22'42"	2646	HB-3	723.88	723.88	0.00	终碛垄		末次冰期
	100°08'14"	27°22'42"	2646	HB-4	653.14	653.14	0.00	终碛垄		末次冰期
平均值					547.88	548.06	0.02			
老君山	99°43'02.0"	26°38'21.0"	3890	LJ-1	987.59	987.59	0.00	终碛垄	灰岩、花岗岩	末次冰期
	99°43'02.3"	26°38'21.4"	3890	LJ-2	1808.80	1807.51	0.07	终碛垄		末次冰期
	99°43'03.2"	26°38'11.3"	3900	LJ-3	976.08	977.69	0.00	终碛垄		末次冰期
	99°43'03.3"	26°38'11.4"	3900	LJ-4	648.79	647.07	0.26	终碛垄		末次冰期
平均值					1105.32	1104.97	0.08			
总体 平均值					147.84	147.39	1.37			

$10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间,只有个别剖面磁化率值高于 $100 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,但位于高海拔处冰川湖的磁化率变化范围为 $(39.40 \sim 801.35) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,波动幅度明显偏大,其主要原因是湖相沉积物磁化率变化与其稳定的物质来源和湖相沉积环境有密切的关系,而冰蚀湖相沉积环境流域范围较小,沉积物没有长距离

的搬运所致,即所携带的磁铁矿的颗粒较粗^[21]。而本文所测定的冰碛物磁化率值变化幅度介于 $(3.01 \sim 1808.80) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,变化幅度最大。由此可见,第四纪以来的沉积物磁化率变化范围:湖泊<黄土<冰川湖<冰碛物(图 2)。据研究,230 万年以来的深海沉积物磁化率值普遍低于黄土磁化率值,因此冰

表 2 不同地区典型黄土与湖泊剖面沉积物的磁化率值

Tab.2 Values of magnetic susceptibility of loess and lake sediment in typical sections of different regions

	典型剖面	地理位置	$\chi/10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	资料来源	
湖泊	太湖	西太湖	5.0~35.0	[2]	
		东太湖	10.0~70.0	[2]	
	岱海	内蒙古高原的南缘 DH32 孔岩芯	97.1	[3]	
	呼伦湖	内蒙古自治区呼伦贝尔盟满州市南郊	n~10n	[4]	
	巢湖	31°34'32.3"N, 117°27'25.2"E	8.8~42.8	[5]	
	滇池	昆明市城区的南侧	20.3~104.6	[6]	
	洛川	陕西	30.0~250.0	[7]	
黄土	靖远	36°34'N, 104°41'E	25.0~35.0	[8]	
	镇江—下蜀黄土	大港剖面位于江苏省镇江市以东约 20 km	60.0~195.2	[9]	
	泾阳	南源寨头村	56.0~141.2	[10]	
		新庄村	51.8~152.9	[10]	
	萧县黄土剖面	安徽萧县县城西 1 km	3.4~214.0	[11]	
	西峰剖面	35°47' N, 107°36' E	40.0~80.0	[12]	
	渭南剖面	34°21' N, 109°31' E	90.0~210.0	[12]	
	大连七顶山黄土	39°9' N, 121°44' E	5.2~42.4	[13]	
	冰蚀湖	点苍山	25°34'~26°00' N, 99°57'~100°12' E	39.4~801.4	[14]
		云南拱王山老碳房	26°08'31" N, 102°56'10" E	140.0~633.3	[15]

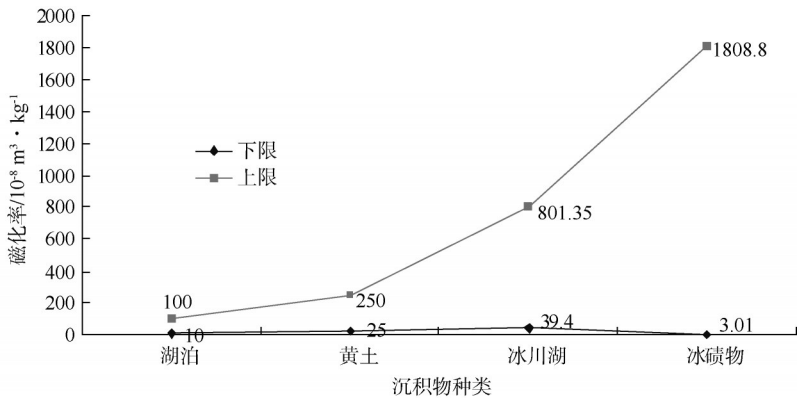


图 2 黄土、湖泊(冰川湖)、冰碛物沉积物磁化率变化范围

Fig.2 The magnetic susceptibility range of loess, lakes (glacial lake) and glacial deposits

碛物的磁化率的变化范围亦大于深海沉积物。

3.2 冰碛物频率磁化率很低

研究区频率磁化率(χ_m)的变化范围为 0~6.89%,平均值为 1.37%,总体上,与黄土^[9]、湖泊沉积物^[3,5]相比较,冰碛物的频率磁化率较低。如贺兰山为 1.27%、太白山 0.80%、螺髻山 2.92%、白马雪山 1.69%、石卡雪山 1.79%、千湖山 0.93%、哈巴雪山 0.02%、老君山 0.08%(图 3)。应该说,平均值只是总体样本的一个平均趋势,如果出现个别 1~2 个数据远离平均值较多,势必会造成平均值出现较高或较

低的情况,如螺髻山 AZ-1 样品频率磁化率值为 6.89%,导致整体样品平均值偏高。

3.3 不同时空条件下冰碛物的磁化率特点不同

末次冰期以来的冰碛基质磁化率结果显示,不同地点同一冰期的磁化率变化幅度较大。从磁化率平均值上看,太白山为 $127.17 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,千湖山为 $54.34 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,石卡雪山为 $54.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$;而哈巴雪山为 $547.88 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,老君山为 $1105.32 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。而同一地点不同冰期冰碛物的磁化率值变化则不明显,如比较贺兰山新冰期样

品 HL-2 和 HL-3, MIS3b 阶段的样品 HL-4 及末次冰盛期(LGM)样品 HL-5, 其磁化率值变化范围仅在 $(35.91 \sim 41.66) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间。同样, 螺髻山清水沟样品 Q-1 和 Q-2 的倒数第二次冰期样品的磁化率值与末次冰期的数值也没有太大差别。白马雪山倒数第二次冰期的冰碛基质(BM-14 与 BM-15)与其余末次冰期的样品比较也未见明显的波动, 即冰碛物的磁化率值与冰期序列似乎没有太大的关联性。

4 讨论

以上分析了冰碛物磁化率的基本特点,以下对控制冰碛物磁化率高低的因素及磁化率对冰川侵蚀强度的响应方面进行探讨。

4.1 母岩岩性

对于沉积物而言,磁化率值主要取决于沉积物中磁性矿物的种类、含量和磁性矿物颗粒的粒度组成^[33]。一般而言,磁化率的高低与样品中铁磁性矿物类型有很大关系,并与铁磁性矿物的含量大致成正比^[34]。因此,从物理意义上说,引起磁化率值变化的重要因素应该是磁性矿物的种类与含量。由于冰碛物的矿物组合与物质来源以及含有的漂砾有关。而且,对于形成时间较短的山地冰川沉积物,后期的风化作用主要以物理风化为主,一般不会形成新矿物或改变自身的化学成分。因此,母岩

的磁性特征与冰碛物密切相关(表3)。

从三大岩类中的矿物组成对比可见,在岩浆岩中常见的暗色矿物如橄榄石、角闪石、辉石等铁镁矿物,在沉积岩中则较少;而在岩浆岩中少见的粘土矿物、岩盐、碳酸盐矿物,在沉积岩中则占主要地位;而变质岩的形成与原岩的化学与矿物成分密切相关。从已有的研究成果看,岩浆岩的磁化率值最高,其次是变质岩,磁性最弱的是沉积岩。在所研究的山地中,在岩性组成上均存在一定的差别,因此,反映在冰碛物上必定会存在不同的磁性矿物组合,从而导致各地磁化率数值的大小不一。如白马雪山和螺髻山的磁化率值很低,与这两处山地的基岩组成有关。白马雪山以页岩、粉砂岩、泥岩、灰岩为主^[35],螺髻山主要为震旦系的列古六砂岩、白云质灰岩、凝灰岩、砾岩^[24],这些岩石均为磁化率值很低的沉积岩类,致使相应沉积物的磁化率值很低。贺兰山、石卡雪山、千湖山、太白山、哈巴雪山的磁化率明显偏高,与基岩中存在强磁性的岩石种类关系密切,如贺兰山冰川作用区主要以砂岩、砾岩为主,但区内发育着三叠纪末—中侏罗世时期的玄武岩^[36],正是由于玄武岩的磁化率本身较高,进而导致整体磁化率要高于白马雪山和螺髻山。同样,千湖山和石卡雪山的磁化率值几乎相当($54.34 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $54.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$),是基岩中的大理岩起主要作用^[37],因为大理岩也是磁化率较高的岩石类

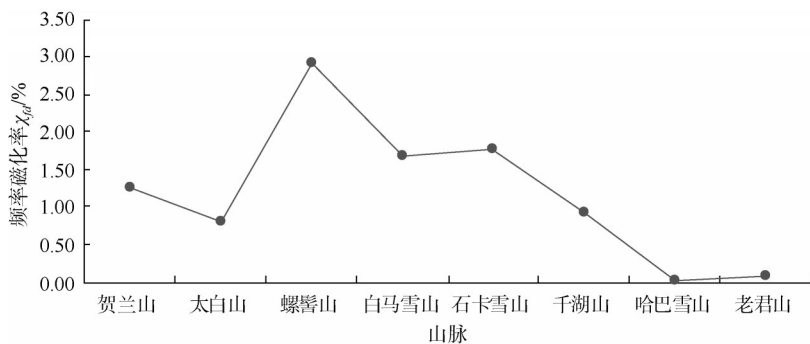


图3 青藏高原东缘典型山脉冰碛物频率磁化率值比照图

Fig.3 Contrast of the frequency magnetism values in the eastern bordering mountains of the Tibetan Plateau

表3 常见岩石类型的磁化率

Tab.3 Magnetism of common rock types

岩石类型	玄武岩	大理岩	花岗岩	片麻岩	片岩	板岩	白云质灰岩	泥岩	页岩	砂岩	粉砂岩	数据来源
容积磁化率均值 $k/10^{-5}$	600	10	20	100	12	50	—	—	5.0	3.0	—	
磁化率值 χ $/10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	855.6	—	2.6	14.4	9.0	13.6	1.9	10.8	3.0	—	4.5	[34]

型。太白山母岩岩性主要是片麻岩和花岗岩^[38],片麻岩本身呈现亚铁磁性,是强磁性变质岩;虽然花岗岩中有一部分顺磁性物质,但主要呈亚铁磁性。因此,与以上几处山地相比,太白山冰碛物磁化率值明显偏高。对于哈巴雪山^[39],实地考察发现岩性条件较复杂,有玄武岩、砂岩、大理岩、砂质页岩、灰岩;从岩性上看,区内广泛分布的大理岩和玄武岩可能是导致该区磁化率值很高的主要原因。但是,研究也发现,老君山的磁化率平均值为研究区域最高($1105.32 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$),从岩性条件上看,老君山主要为灰岩、花岗岩^[40],按理不应该出现如此高值,究其原因,可能是由于频繁的火灾烘烤作用致使磁化率增加。国际上对频繁的火灾作用导致表土和古土壤沉积物磁性增强的研究已有较长历史^[41-44]。如在20世纪50年代,人们就发现焚烧后的土壤表层,磁化率会大幅度增加,认为土壤表层磁化率高于母质的原因是针铁矿和赤铁矿向磁性矿物转化的结果。70年代英国学者研究了经大火焚烧过两次的英国土壤,发现焚烧产物是磁铁矿。80年代德国学者证实了针铁矿向磁赤铁矿的转化^[45]。国内也有研究燃烧和烘烤使土壤中形成新的磁性矿物颗粒的实例。如董瑞斌等^[46]为了探明红壤的灼烧磁性增强特征,测定了5种红壤在不同温度下灼烧后样品的磁化率。结果表明:红壤灼烧至350℃开始磁性增强,在650~750℃出现磁化率峰值。红壤灼烧磁性增强主要是由于非铁磁性的无定形氧化铁转化为铁磁性的氧化铁所致,大约在350~650℃灼烧产生“软”多畴和超顺磁的磁铁矿/磁赤铁矿。此外,被火烧过的土壤可获得较强磁性,也可能是因为烧土从高温逐渐冷却至居里点时(500~700℃),在外磁场的作用下,铁磁性矿物组分被磁化,直至冷却到常温为止,从而获得一定的热剩磁化强度而使磁性增强^[47-49]。本文所采集的样品位于海拔较高的3700~3900 m,沉积物被高山杜鹃林等覆盖,在野外考察过程中,随处可见由于雷电作用造成树木燃烧的痕迹,有的粗大树木树干已经完全碳化成黑色,由于森林火的温度相对高(树冠火的温度可达900℃),因此,地表沉积物可能会获得部分热剩磁而导致磁性增强。

4.2 气候因素

由于冰川沉积物在形成以后,随着时间的推移必定会经历风化作用,而风化作用在不同的气候带往往显示出不同的风化特点,进而对冰碛物的磁化

率有所反应。韩家懋等^[50]通过对全国不同地区表土样品进行磁化率测试,并研究其与年平均气温和降水之间的相互关系,发现在不同的气候带内,磁化率与环境之间的关系表现大不相同。在黄土高原及其周边分布区(南界大致对应长江流域),磁化率值基本随年均温和降水的升高而增加;在长江流域以南地区,磁化率值随年均温、年均降水量的增加明显减少;而在新疆及其周边地区,几乎没有什么规律。磁化率与年均温、年降水量之间的关系表征了土壤在成土作用过程中铁磁性矿物的演化特点,南方高温多雨的气候条件极有利于强磁性的磁铁矿向弱磁性的赤铁矿之间的转化,或者在水充分饱和的土壤中磁性矿物被还原或分解,造成南方土壤磁化率随年均温、年降水量的增加而降低。

由上述分析可知,在不同的时间与空间条件下,冰碛物的磁化率特点表现不同。通过对不同气候带内山地同一冰期的冰碛物磁化率与年均温、年降水量进行对比分析,结果表明:冰碛物对年均温的响应不敏感,其原因可能是,在长江流域以南,低海拔的丘陵、平原地区表土受气温和降水的影响均较明显,而冰碛物分布在山地的高海拔处,受气温垂直递减率的控制,年均气温比平原、丘陵地带低得多,冰碛物的风化主要受低温影响下的物理风化作用,对磁性矿物的转变不利,因此,冰碛物磁化率主要是母岩中物理风化留下的磁性矿物颗粒所致。

分析中也发现,在不同的气候带内,冰碛物磁化率与年均降水量的关系比较复杂,与前人研究的表土磁化率在空间上的变异规律的对应关系有所不同:在黄土高原附近的太白山和贺兰山,磁化率的变化也是随年均降水量的增加而增加,与黄土高原及其周边地区表土磁化率随年均降水量的增加而增加的关系相一致;在横断山脉地区,所对比的5处山地冰碛物磁化率值随纬度的升高,降水量逐渐减小,磁化率值也明显减小;而在螺髻山地区,年均降水量很高,达1100 mm^[51],但与纬度低的老君山(800~1000)的降水量相比,高降水条件下磁化率值很低。由此可见,如果气候条件对冰碛物磁化率的控制作用较明显的话,那么在长江流域以南,有可能随年均降水量的增加,冰碛物的磁化率应逐渐降低,但实际情况并非如此。所以,对于冰碛物磁化率的控制因素,主要是母岩的岩性条件,气候条件对其影响是较弱的。

此外,从不同时间尺度冰期序列上看,同一山

地在不同时期所形成的冰碛物磁化率也没有显示出很好的规律性。理论上讲,冰川沉积物形成的时间越早,其经历的风化时间越长,越有利于成土作用的进行并产生新的磁性矿物,致使磁化率的增高。但研究区域螺髻山与白马雪山的倒数第二次冰期的样品与末次冰期的磁化率值并没有明显的差异;同样,贺兰山的新冰期样品与 MIS3b 阶段和末次冰盛期的样品,实验结果也很相近,波动不大。由此表明,气候因素可能不是影响冰碛物磁化率的主要因素。值得一提的是,太白山不同冰期阶段、甚至是同一时期的冰碛物磁化率差异均较大,其原因是外侧碛垄和终碛垄的采样部位位于三清池湖边缘,长期处于低温、水分饱和的还原环境下,因此磁化率值比远离水体的内侧碛垄要低。

4.3 频率磁化率对气候的指示作用

已有研究表明,频率磁化率可以反映古气候变化的细节,频率磁化率的变化比磁化率复杂,沉积物中的细粘滞性磁颗粒(0.015~0.025 μm)只对低频磁化率有贡献,由此导致低频磁化率和高频磁化率之间有一个差值^[52-53]。

62 份样品统计结果表明,几乎所有样品高频磁化率均略低于低频磁化率值。这是由于样品中细颗粒磁性矿物对高频率磁场的滞后影响所致^[54]。胡守云等在研究若尔盖盆地湖泊时发现,质量磁化率越低,频率磁化率的误差越大;当质量磁化率小于 $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 时,频率磁化率所反映的是测量误差^[55]。在本文中白马雪山的磁化率值很低,所以频率磁化率的误差可能比较大。

通过实验结果显示,研究区的冰碛物的频率磁化率平均值为 1.37%,大部分集中在 0~2% 之间,只有少数几个游离在 4%~10% 之间,说明冰碛物中的超顺磁性颗粒较少。反应出当时沉积环境气候干冷,成壤作用微弱(图 4)。

郭斌等对黄土高原剖面研究后,发现超顺磁性颗粒含量随着磁化率的升高而明显增加^[56]。鹿化煜等也发现青藏高原东北部的黄土—古土壤序列的磁化率高低与超顺磁颗粒含量和土壤发育程度具有较好的正相关性^[57]。因此得出主导高原黄土—古土壤磁化率增强的主要因素是气候作用的结论。但本文通过相关数据分析:质量磁化率和频率磁化率的相关系数 $R^2=0.5$,说明质量磁化率与频率磁化率没有很好的相关性,说明成土作用新生成的超顺磁性的亚铁磁性矿物不是冰碛物磁化率增加的主要因素。所以可以推测,冰碛物的磁化率的主导因素,很可能不是气候因子。

4.4 磁化率与冰川侵蚀强度

一般来说,冰川的规模、性质控制着冰川的侵蚀作用强度,相同性质的冰川其规模大小对基岩和沉积物的侵蚀能力大小之间具一定的相关性。冰川性质相同的前提下,规模大的冰川侵蚀力强,表现为沉积物中的细颗粒增多。而已有研究表明,磁化率的高低与磁性矿物的粒度有很大关系,如 Maher^[58]将磁铁破碎成不同的粒级研究粒度大小对磁化率高低的影响,结果发现磁化率主要在 20~100 μm 和小于 0.3 μm 的粒径段出现明显的峰值,分别为大于 $60000 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和大于 $100000 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

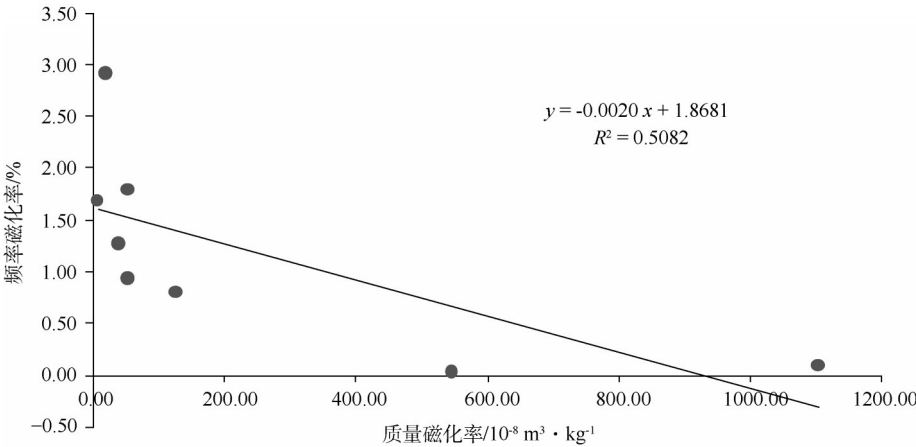


图4 青藏高原东缘山脉质量磁化率与频率磁化率的相关性分析

Fig.4 Correlation analysis of quality susceptibility and frequency susceptibility of the mountains in the eastern margin of the Tibetan Plateau

kg^{-1} 。然而从本质上讲,沉积物颗粒本身并不会影响磁化率值的高低,其可能的物理原因是由于磁性矿物相对集中在沉积物的某一粒级组分中,沉积物粒度和磁化率二者确实存在一定的相关关系^[59-63],目前多数研究显示,磁性矿物绝大多数集中在细粒沉积物中,一般小于 0.1 mm ^[64]。从这个意义上讲,冰碛物磁化率高低就有可能与冰川规模联系在一起。本文试图从这一前提出发,探讨同一地点不同冰期(螺髻山、白马雪山、贺兰山、太白山)以及不同地点同一冰期的磁化率与冰川规模之间的关系,结果发现,现有磁化率数据与冰川规模之间的关系还不明朗。所以本文认为,目前还不能利用磁化率数据恢复冰川规模,进而讨论侵蚀强度。

5 结论

本文通过对青藏高原东缘 8 个典型冰川发育山体冰碛物磁化率进行研究,并与黄土、湖泊、深海沉积物以及不同区域的表土磁化率进行对比,采用质量磁化率和频率磁化率探讨冰碛物的磁化率特点与影响因素,主要结论如下:

(1) 青藏高原东缘山地的冰碛物的磁化率波动幅度大,介于 $(3.01 \sim 1808.80) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 平均值 $147.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 频率磁化率值较低,介于 $0 \sim 6.89\%$, 平均值为 1.37% 。

(2) 不同时空条件下冰碛物的磁化率特点不同,即不同地点同一冰期磁化率的差异显著。而同一地点不同冰期冰碛物的磁化率变化不明显。

(3) 影响冰碛物磁化率的主导因素是以母岩岩性条件为主,气候条件为辅。

参考文献

- [1] Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: George Allen & Unwin, 1986: 1-83.
- [2] 俞立中, 许羽, 许世远, 等. 太湖沉积物的磁性特征及其环境意义. 湖泊科学, 1995, 7(2): 141-150.
- [3] 张振克, 吴瑞金, 王苏民. 岱海湖泊沉积物频率磁化率对历史时期环境变化的反映. 地理研究, 1998, 17(3): 297-302.
- [4] 胡守云, 吉磊, 王苏民, 等. 呼伦湖地区扎赉诺尔晚第四纪湖泊沉积物的磁化率变化及其影响因素. 湖泊科学, 1995, 7(1): 33-40.
- [5] 余铁桥, 贾铁飞. 巢湖 CH₁ 孔沉积物磁性、粒度特征分析. 上海师范大学学报: 自然科学版, 2008, 37(5): 523-528.
- [6] 陈彦彦, 宋学良, 张世涛, 等. 滇池 700 年以来气候变化与人类活动的湖泊环境响应研究. 盐湖研究, 2008, 16(2): 7-12.
- [7] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985.
- [8] 孙玉芳, 强小科, 徐新文, 等. 黄土高原西北缘末次冰期晚期以来黄土沉积物的岩石磁学性质. 地球物理学报, 2011, 54(5): 1310-1318.
- [9] 李徐生, 杨达源. 镇江下蜀黄土、古土壤序列磁化率特征与环境记录. 中国沙漠, 2002, 22(1): 27-32.
- [10] 李秉成, 胡培华, 王艳娟. 关中泾阳塬全新世黄土剖面磁化率的古气候阶段划分. 吉林大学学报: 地球科学版, 2009, 39(1): 99-106.
- [11] 许峰宇, 钱刚. 萧县黄土剖面的磁化率测量及意义. 徐州师范学院学报: 自然科学版, 1996, 14(3): 51-54.
- [12] Sun Y, Wang X, Liu Q, et al. Impacts of post-depositional processes on rapid monsoon signals recorded by the last glacial loess deposits of northern China. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 289(1-2): 171-179.
- [13] 李丽, 张威, 李云艳, 等. 大连市七顶山黄土剖面磁化率特征及其古环境变迁的初步研究. 资源与产业, 2008, 10(6): 112-118.
- [14] 杨建强, 崔之久, 易朝露, 等. 云南点苍山冰川湖泊沉积物磁化率的影响因素及其环境意义. 第四纪研究, 2004, 24(5): 591-597.
- [15] 张威, 郭善莉, 崔之久. 冰蚀湖相沉积物的环境磁学特征. 辽宁工程技术大学学报, 2004, 23(6): 740-743.
- [16] 王丽娟, 庞奖励, 黄春长, 等. 甜水沟全新世黄土—古土壤序列风化程度及意义. 地理科学进展, 2011, 30(3): 379-384.
- [17] 张卫国, 俞立中, 许羽. 环境磁学研究的简介. 地球物理学进展, 1995, 10(3): 95-105.
- [18] 葛淑兰, 石学法, 韩贻兵. 南黄海海底沉积物的磁化率特征. 科学通报, 2001, 46(S1): 34-38.
- [19] 徐方建, 李安春弘, 李铁刚, 等. 末次冰消期以来东海内陆架沉积物磁化率的环境意义. 海洋学报, 2011, 33(1): 91-97.
- [20] Björck S, Dearing J A, Jösson A. Magnetic susceptibility of Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. Boreas, 1982, 11: 99-111.
- [21] 马秋华, 何元庆. 太白山第四纪冰碛物特征与冰期. 冰川冻土, 1988, 10(1): 66-75.
- [22] Rost K T. Pleistocene-climatic Field Studies in and around the Qingling Shan (central China). GeoJournal, 1994, 34(1): 107-120.
- [23] 施雅夫, 崔之久, 苏珍. 中国第四纪冰川与环境变化. 石家庄: 河北科学技术出版, 2005: 520-557.
- [24] 崔之久, 谢又予, 李洪云. 四川攀西螺髻山第四纪冰川

- 作用遗迹与冰期系列. 冰川冻土, 1986, 8(2): 107-118.
- [25] 刘耕年. 川西螺髻山冰川侵蚀地貌研究. 冰川冻土, 1989, 11(3): 249-259.
- [26] Iwata I, Yagi H, Feng Y Z. Glacial extent and ELAs during the Last Glacial period in Yunnan province, China// Fujiwara K. Proceedings of International Symposium on Paleo-environmental Change in Tropical-subtropical Monsoon Asia. Hiroshima: Special Publication, 1995: 113-123.
- [27] 李吉均. 季风亚洲末次冰期的古冰川遗迹. 第四纪研究, 1992, 12(4): 332-340.
- [28] Cui Z J, Yang C F, Liu G N, et al. The Quaternary glaciation of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas. Quaternary International, 2002 (97-98): 147-153
- [29] Zhang W, Cui Z J, Feng J L, et al. Late Pleistocene glaciation of the Hulifang massif of Gongwang Mountains. Journal of Geography Sciences, 2005, 4: 448-458.
- [30] 易朝路, 刘克新, 崔之久. 天山乌鲁木齐河源末次冰期以来冰川沉积物 AMS 测年及其意义. 科学通报, 1998, 43(6): 655-656.
- [31] 周尚哲, 许刘兵, Colgan P M. 古乡冰期和白玉冰期的宇宙成因核素 ^{10}Be 测年. 科学通报, 2007, 52(8): 945-950.
- [32] Cui Z J, Yang J F, Liu G N, et al. Discovery of Quaternary glacial evidence on Snow Mountain in Taiwan, China. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(6): 566-571.
- [33] Collinson D W. Methods in Rock Magnetism and paleomagnetism. London, New York: Chapman and Hall, 1983: 21-33.
- [34] Dearing J A. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 system. England: Chi Publishing, 1994: 52-55.
- [35] 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 滇西北白马雪山和鲁甸花岗岩基 SHRIMP_U-Pb 年龄及其地质意义. 地球学报, 2003, 24(4): 337-342.
- [36] 赵红格, 刘池洋, 王锋, 等. 贺兰山隆升时限及其演化. 中国科学: D 辑, 2007, 37(S1): 185-192.
- [37] 明庆忠, 苏怀, 史正涛, 等. 云南小中甸盆地湖相沉积记录最近的 5 次 Heinrich 事件. 地理学报, 2011, 66(1): 123-130.
- [38] 夏正楷. 太白山古冰川地貌与地质构造. 冰川冻土, 1990, 12(2): 155-160.
- [39] 张西娟, 曾庆利, 马寅生. 玉龙—哈巴雪山断块差异隆升的基本特征及其地质灾害效应. 中国地质, 2006, 33(5): 1075-1082.
- [40] 安保华. 老君山岩体特征、成因及其找矿意义探讨. 西南矿产地质, 1990, 4(1): 35-35.
- [41] Kletetschka G, Banerjee S K. Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. Geophysical Research Letters, 1995, 22(11): 1341-1343.
- [42] Borgne L E. Susceptilite magnetique anormale dusol superficiel. Ann Geophys, 1955, 11(5): 399-419.
- [43] Oadas J M. The nature and distribution of iron compounds in soil. Soil & Fertilizer, 1963, 26(1): 69-79.
- [44] Maher B A, Taylor R M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature, 1988, 336(6197): 368-370.
- [45] 张子玉, 俞劲炎. 土壤经大火焚烧后磁化率增加的机理探讨. 土壤通报, 1994, 25(4): 163-165.
- [46] Dong R B, Yu J Y, Yu L Z, et al. Characterizing fire-induced magnetic enhancement of some red soils in Zhejiang province, China. Journal of Zhejiang Agricultural University, 1998, 24(6): 572-578.
- [47] 夏正楷. 第四纪环境学. 北京大学出版社, 1997: 17.
- [48] 阎桂林. 考古磁学—磁学在考古中的应用. 考古, 1997: 1, 84-91.
- [49] 阎桂林. 考古磁学—磁学在考古中的应用. 物探与化探, 1996, 20(2): 141-148.
- [50] 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学版: B 辑, 1994, 24(12): 1290-1297.
- [51] 罗成德. 马鞍山的古冰川地貌. 地理科学, 1997, 17(3): 285-288.
- [52] 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义: 以青海湖、岱海近代沉积为例. 湖泊科学, 1993, 5(2): 128-135.
- [53] Oldfield F. Environmental Magnetism: A personal perspective. Quaternary Science Reviews, 1991, 10(1): 73-85.
- [54] 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨. 第四纪研究, 2007, 27(2): 210-220.
- [55] 胡守云, 邓成龙, Appel E, 等. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义. 科学通报, 2001, 46(17): 1491-1494.
- [56] 郭斌, 朱日祥, 白立新, 等. 黄土沉积物的岩石磁学特征与土壤化作用的关系. 中国科学: D 辑, 2001, 31(5): 377-386.
- [57] 王晓勇, 鹿化煌, 李珍, 等. 青藏高原东北部黄土堆积的岩石磁学性质及其古气候意义. 科学通报, 2003, 48(15): 1693-1699.
- [58] Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. Geophysical Journal, 1988, 94: 83-96.
- [59] 王建, 刘泽纯, 姜文英, 等. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义. 地理学报, 1996, 51(2): 155-163.

- [60] 胡守云, 王苏民, Appel E, 等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. 中国科学: D 辑, 1998, 28(4): 334-339.
- [61] 王苏民, 吉磊. 呼伦湖晚第四纪湖相地层沉积学及湖面波动历史. 湖泊科学, 1995, 7(4): 297-306.
- [62] 崔之久, 唐元新, 李建江. 太白山佛爷池剖面的全新世环境变化信息. 地质力学学报, 2003, 9(4): 330-336.
- [63] 董元杰, 马玉增, 陈为峰. 坡面侵蚀土壤磁化率变化机理的研究. 土壤通报, 2008, 39(6): 1400-1403.
- [64] 马玉增, 董元杰, 史衍玺, 等. 坡面侵蚀土壤化学性质对磁化率影响机理的研究. 水土保持学报, 2008, 22(2): 52-54.

Magnetic Susceptibility of Glacial Deposits and the Impacting Factors in the Eastern Bordering Mountains of the Tibetan Plateau

ZHANG Wei¹, LI Yuanyuan¹, FENG Ji², BI Weili¹, LIU Ge¹

(1. College of Urban and Environmental Sciences, Liaoning Normal University, Dalian 116029, China;

2. School of Economic and Management, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China)

Abstract: Magnetic susceptibility value of the continuous sediment samples from lakes, loess and paleosol, and deep sea are widely used as an alternative indicator of environmental change. However, magnetic susceptibility measurement has yet to be involved in the research on the non-continuous deposits that reflect the climate change in a specific time period, such as the glacial deposits. This paper reports the study of the magnetic susceptibility of eight typical profiles of glacial deposits in the eastern bordering mountains of the Tibetan Plateau and the comparison of the data to those of deposits from the lake, loess, deep sea and the surface soil. Based on the mass susceptibility and frequency susceptibility data, the magnetic susceptibility of the glacial deposits is characterized and the impacting factors are analyzed. The results are as follows. (1) The magnetic susceptibility-data of the glacial deposits in the bordering mountains to the east of the Tibetan Plateau show a large amplitude of fluctuation between $3.01 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ and $1808.80 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, with a mean value of $147.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, while the frequency magnetic susceptibility values are small and fluctuated between 0 and 6.89%, with a mean value of 1.37%. (2) The temporal and spatial data of the magnetic susceptibility show different characteristics. In other words, the change of magnetic susceptibility in the different glacial stages of the same region is minimal, while the change of that in different regions of the same glacial stage is dramatic. (3) Parent rock lithology is the major factor affecting the magnetic susceptibility of the glacial deposits, while climate conditions have complex impact.

Key words: till; magnetic susceptibility; climate; Tibetan Plateau

本文引用格式:

张威, 李媛媛, 冯骥, 等. 青藏高原东缘山地古冰川沉积物磁化率特点及其影响因素分析. 地理科学进展, 2012, 31(11): 1415-1425.