

塞浦路斯特罗多斯型洋壳最上部500米剖面 (CY—1钻孔) 中的不透明矿物、磁性 及其蚀变作用的研究

王炳熙

(中国地质科学院地质研究所)

C.沃耳斯(Walls)和J.M.霍尔(Hall)

(加拿大达耳豪西大学海洋地质中心)^①

引 言

近十年来为了鉴别大洋盆地中线性磁异常模式的起源,对洋壳磁化强度的研究显示了极大的兴趣。目前了解洋壳(尤其在深部)可以通过几种方法,如在推测为构造断崖的附近进行海底拖曳打捞、通过大洋基底钻探或通过考察蛇绿岩剖面等。

拖曳打捞和钻探均可从原地洋壳的各个层位获得样品,但是在钻探大洋基底时,大多数钻孔的穿透小于100米,一些深孔也小于600米,这个深度与推测的洋壳喷出岩1.5至2公里的厚度比起来是太小了。而蛇绿岩则可毫无困难地提供穿透某些类型洋壳的接近直观的剖面。不过在利用它们来预测洋壳的磁化强度时,要考虑它们与原地洋壳的相似程度,以及没有明显的蚀变作用(这些蚀变作用不是在作为原地大洋底板停留期间内产生的)。目前根据这两点已获得较为确切的资料。例如,现在认为中东蛇绿岩就是在俯冲带附近的转换中脊系统中短期扩张部分形成的洋壳(Robinson等1983; Schmincke等1983; Moores等,在印刷中)。其次,洋壳和蛇绿岩磁性的初步对比表明,至少有五个

地方的蛇绿岩〔特罗多斯、麦夸里(Macquarie)、萨尔港(pt. Sal)、Orthris和Vourinos及Semail)很可能含有只能受海底型蚀变作用影响的物质(Banerjee, 1980)。

本文详细讨论了特罗多斯蛇绿岩上部喷出岩中的磁性和不透明矿物成分及结构的研究结果,这有助于了解原地型和蛇绿岩型洋壳之间的联系。研究对象为一简单而连续的钻孔岩心剖面,该岩心剖面穿透特罗多斯最上部喷出岩系列达475米。这是由国际地壳研究钻探组(ICRDG)主持的塞浦路斯地壳研究计划(CCSP)中蛇绿岩研究工作的重要组成部分之一,也是计划中要穿透蛇绿岩最上部4公里剖面的最上部。该钻孔(CY—1)位于塞浦路斯Malounda村附近的Akaki河谷,北纬 $35^{\circ}02'12''$,东经 $33^{\circ}10'38''$ 。喷出岩系列的最上部为明显染成红色和蚀变的枕状熔岩,常含有橄榄石和辉石斑晶,在地质图上称之为上部枕状熔岩(UPL);其下伏的下部枕状熔岩(LPL)通常为无斑隐晶质的,明显地蚀变较弱。在钻孔剖面中,二者

^①Centre for Marine Geology, Dalhousie Univ.,
Halifax, Canada.

之间未见构造间断。但对二者的分界问题, 历来有很多不同的解释。早期的研究者, 如 Wilson (1959) 提到在二者之间局部出现角度不整合、薄层的赭石沉积物和赤铁矿页岩表明局部由于构造活动而伴有时间上的间断。后来又根据次生矿物组合的差别, 认为 UPL 代表了较少蚀变的离轴火山岩系列 (Gass 和 Smewing 1973; Smewing 等 1975), 这意味着蚀变作用将随着深度增加而增加。最近, Gillis (1983) 则认为 UPL 出现在大量冷海水下浸进入喷出岩, 导致其变红 (由于橄榄石的赤铁矿化) 和大量方解石与蒙脱石形成的地方。如果是后一种情况, 则蚀变作用将会随深度增加而减弱。本文所描述的结果将有助于在上述两种模式中作出抉择。

岩 性

在 CY-1 钻孔中, 主要按岩性变化和接触关系划分出 30 个岩性单元 (Robinson 和 Gibson 1982)。这些单元以枕状熔岩为主 (占 19 个单元), 其余为块状熔岩流, 有少量角砾岩和沉积岩与其伴生。在 188 米之下的一些枕状熔岩和块状熔岩流为薄岩墙所穿插。

枕状熔岩总厚 335 米。岩枕边缘由碎裂的玻璃及已被绿色蒙脱石、红色碳酸盐或沸石集合体交代的玻璃质组成, 有时有冷却的细粒边缘带或粉红-褐色的晕圈出现, 局部边缘保存有新鲜的玻璃。大多数枕状熔岩呈浅灰、浅灰绿、浅灰红色, 细粒, 无斑隐晶质到含少量的橄榄石斑晶。一些为中粒, 浅红褐、浅灰褐色, 斑晶含量中等到大量的斑状玄武岩。斑晶主要为橄榄石和辉石, 岩石中的斑晶含量从小于 1% 到 25%, 有时在岩枕中心富集。橄榄石颗粒直径 1—3 毫米 (很少大于 5 毫米), 半自形, 多蚀变为红褐色的粘土矿物、铁氧化物和碳酸盐。极少量新鲜他形的绿色单斜辉石, 直径达 2 毫米, 多见于贫橄榄石带中。基质蚀变中等, 多由内部

染成褐色的玻璃质组成。有时有直径变化很大 (0.5—3 毫米) 的气孔, 多为绿色蒙脱石充填, 部分为白色碳酸盐和沸石充填, 气孔一般占岩石的 0—20%。为碳酸盐、粘土矿物或沸石充填的细脉普遍出现。枕状熔岩有时为薄的岩墙所穿插, 如 VIII、XVI、XIX 和 XXV 单元。

块状熔岩流厚 1.2 到 15 米, 细-中-粗粒结构, 浅灰褐、浅红褐到浅灰色, 无斑隐晶质玄武岩。其粒度一般较枕状熔岩粗。在一些岩流底部或靠近底部橄榄石有明显的富集。斑晶很少, 一般少于 5%, 直径 1—5 毫米。气孔普遍存在, 但大气孔和大量的气孔多出现在单元或次单元的顶部, 约占岩石的 5—15%, 直径最大可达 3 毫米, 有的是空的, 有的为碳酸盐、粘土和少量沸石充填。细脉分布不规则, 一般较窄 (小于 1.5 厘米), 其总量约占岩石的 2.5%, 多为碳酸盐充填, 亦含少量蒙脱石和沸石。块状熔岩流与枕状熔岩的接触关系多为“沉积的”, 但有的模糊不清。

有时块状单元含有枕状熔岩夹层, 例如单元 VIII, 主要由三个块状岩流组成, 但在 309.50 到 329.60 米之间含有两个薄的枕状熔岩夹层。

总之, CY-1 钻孔岩心剖面的上部 (从单元 I 到单元 XI), 岩石以浅灰、浅灰红色, 含中等到大量橄榄石斑晶的斑状玄武岩为主。主要斑晶相为橄榄石, 单斜辉石作为斑晶的仅见于单元 III 和单元 VIII 中。从单元 XII 到单元 XXX, 岩石呈暗灰色、浅灰色、浅灰绿色, 细-中粒, 为无斑隐晶质玄武岩。在单元 XXV、XXIX 和 XXX 中尚见极少量含斜长石、单斜辉石和橄榄石斑晶或显微斑晶的斑状玄武岩。

实 验 技 术

显微镜观察是使用带有油浸物镜的 Rei-

chert Zeto—Pan Pol 偏光显微镜进行的,其总放大倍数为1375倍。所有的磁性测量均在达耳豪西(Dalhousie)大学利用居理天平在Cahu R-100记录电子天平上进行的(Ade—Hall等1976)。

研究结果

一、不透明矿物的蚀变作用

钻孔CY-1中玄武岩的不透明矿物主要为钛磁铁矿及其氧化的衍生物。只有几个样品中含原生的硫化物。尖晶石少见,无钛铁矿。主要的次生矿物为铁的氢氧化物。

表1详细列出了CY-1中每一岩性单元的不透明矿物的特征。从中不难看出CY-1玄武岩中的钛磁铁矿的蚀变作用与Ade—Hall等(1971)和Johnson及Hall(1978)等所描述的现象很不相同。钛磁铁矿的各种蚀变结构,如出溶作用、粒化作用、裂隙化以及为各种次生氧化物交代的磁铁矿等很少见或者没有。这是因为该钻孔剖面中的钛磁铁矿的蚀变作用仅相当于Johnson和Hall(1978)等关于蚀变作用级别划分中的1级、1.5级和2级的低温蚀变作用。但是大约在260米深度以上,钛磁铁矿在反射光下的颜色常从原来的浅棕褐色变为淡灰色,并且其四周的硅酸盐矿物被染成红色、橙黄色或褐色。这种颜色变化是由于铁从磁铁矿中出溶的结果。同时还伴有居理温度在450°到550°的变化,表明这些磁铁矿具有很强的阳离子空缺。但是钛磁铁矿颗粒的曲线形裂隙很不发育,这与Johnson和Hall(1978)的描述是矛盾的,按他们的意见这种曲线形裂隙的发育应是钛磁铁矿阳离子空缺早期阶段的典型特征。这种矛盾现象的原因似乎是由于裂隙的出现与颗粒大小密切相关(表1),裂隙仅在大颗粒(大于20微米)中普遍出现。但实际上,在所有大小颗粒中体积变化时都出现伴随有氧化作用的破裂,只是在大颗粒中裂

隙的宽度大,在颗粒小于10微米时,裂隙的宽度在可见宽度0.2微米以下,在显微镜中观察不到而已。在CY-1钻孔中,大颗粒钛磁铁矿多见于260米深度以下,裂隙发育,并具有双居理点,其低居理温度在300°到350°之间,这些性质表明此钛磁铁矿也具有阳离子空缺,但与260米深度以上的钛磁铁矿相比其空缺程度较低,因为这些颗粒的颜色仍以褐色为主。

一些样品还显示出微弱的粒化作用,表明它们也经历了刚刚出现的热液蚀变作用。

二、磁性

表2列出了CY-1钻孔中大约100个样品的饱和磁化强度(J_s)、居理温度(T_c)、天然剩余磁化强度(J_N)和初始磁化率(K)以及它们的平均值。这些数值随深度变化的趋势如图1所示。

饱和磁化强度(J_s)的实测值从0.19到1.53emu/g,其算术平均值为0.63emu/g;居理温度(实测值)从305°到585°,260米深度以下的样品一般出现双居理点。在这一深度之下,饱和磁化强度的热衰变曲线出现300°到350°之间和500°到550°之间的双居理点,并且有明显的不可逆性。其冷却曲线却只出现一个超过500°的居理温度和比在天然状态下的饱和磁化强度高得多的室温饱和磁化强度。这种不可逆性在含有中等到低程度阳离子空缺的钛磁铁矿的大洋玄武岩中是很常见的。但这种较高的居理温度可能是测量过程中人为造成的,即不稳定阳离子空缺的磁铁矿与纯磁铁矿和其他非磁性矿物混合物的不混溶开始于350°到400°之间,而后新形成的磁铁矿出现导致居理温度超过500°,并使室温下的饱和磁化强度升高。

天然剩余磁化强度(J_N)的实测值从 3.1×10^{-4} 到 737×10^{-4} ,平均值为 136×10^{-4} emu/cm³;初始磁化率(K)的实测值从 1.1×10^{-4} 到 19×10^{-4} emu/cm³·oe,平均值为

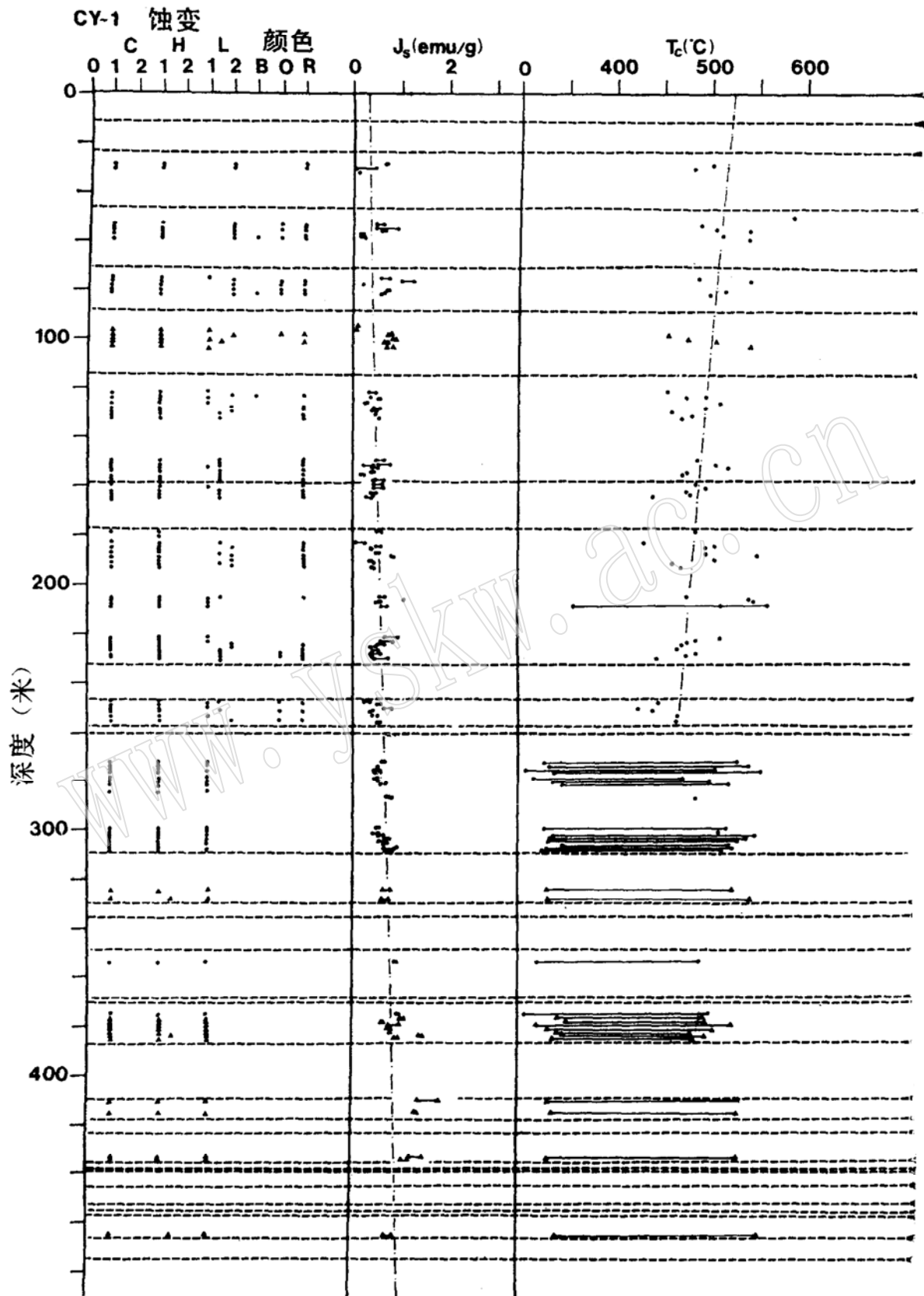
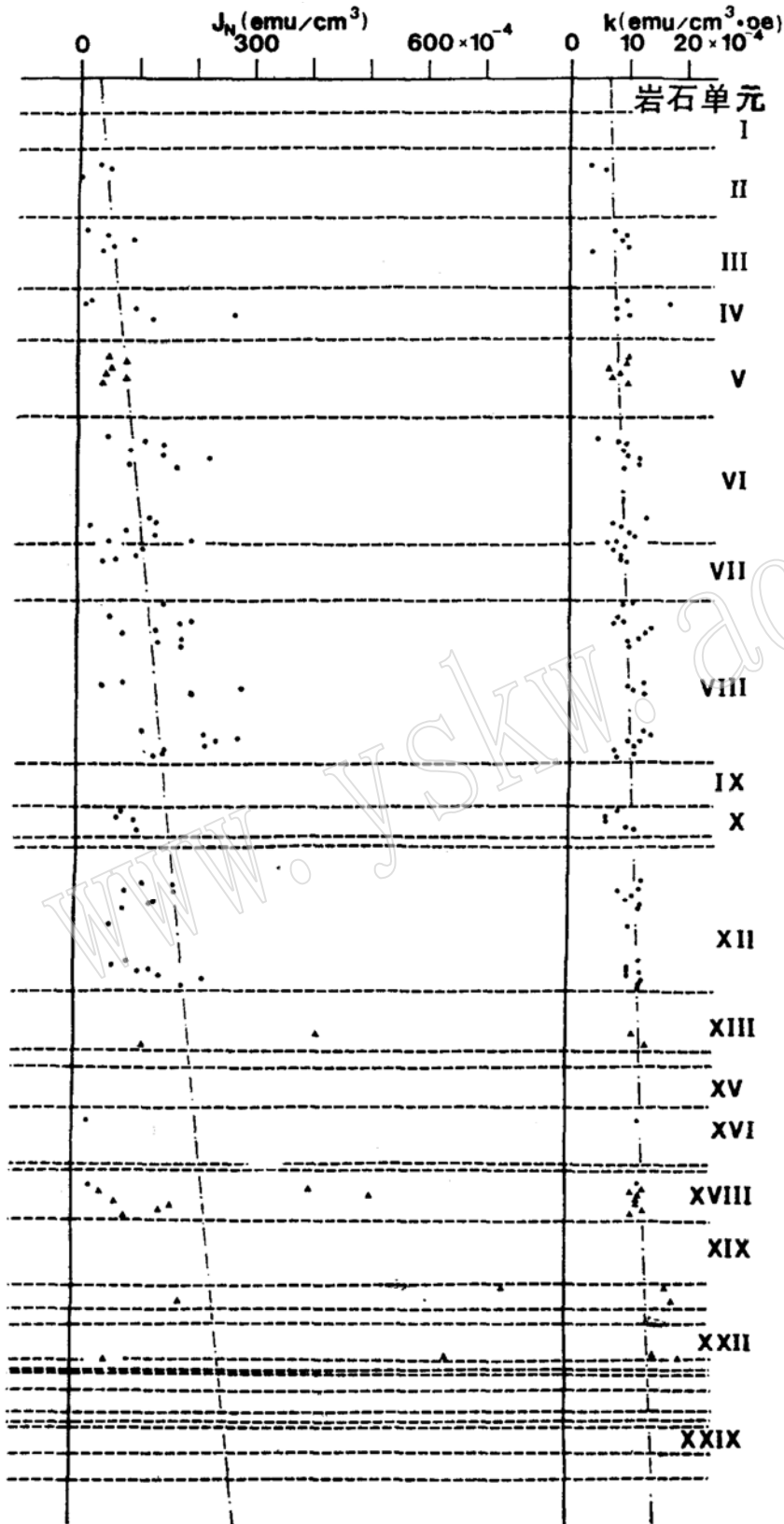


图 1 CY-1 钻孔剖面中岩心样品
 •——枕状熔岩；▲——科状岩流。蚀变：C—高温蚀变；H—热液蚀变；



的不透明矿物蚀变及磁性综合对比

L—低温蚀变。颜色：B—褐色；O—橙色；R—红色。

CY-1 钻孔剖面中的不透明矿物特征

表 1

岩石单元 (深度, 米)	样品数	不透明矿物粒度 (μ)	形 态	颜 色	蚀 变 作 用	次 生 矿 物
II 22.80—46.10	3	2	它形	灰、灰—褐	四周的硅酸盐染成红、 褐、橙色	铁氢氧化物
III 46.10—71.00	5	2—7 (少数达50)	它形、 骸晶状	灰、灰—褐	四周的硅酸盐染成红、橙 色	
IV 71.00—88.35	5	达 15	它形	灰、灰—褐	四周为染成红、橙色的硅 酸盐包围	
V 88.35—114.90	5	达 100 (平均20—30)	它形、 半自形、 骸晶状、	灰、灰—褐	大多数四周未被染成红色, 少数颗粒具少量裂隙	
VI 114.90—158.60	16	2—15 (少数达30 平均5—10)	它形、 骸晶状	灰、灰—褐	多为红、黄褐色硅酸盐包 围	铁氢氧化物
VII 158.60—177.51	5	2—7 (少数达30)	它形 骸晶状	灰 色	四周具红色硅酸盐, 少数 颗粒未蚀变	铁氢氧化物
VIII 177.51—232.40	21	2—10 (最大达20)	它形 骸晶状	灰、灰—褐	大多数颗粒四周为红色硅 酸盐包围, 少数颗粒为新 鲜的	
IX 232.40—246.65	1	3—5 (少数达15)	它形	浅 灰 色	四周硅酸盐被染红	
X 246.65—257.70	5	3—10 (一些达30)	它形 骸晶状	浅灰、灰	四周硅酸盐被染成红或橙 色	
XI 260.85—309.50	16	3—10 (一些达35)	它形 骸晶状	灰、灰褐	新鲜的	
XII 309.50—329.60	2	3—10 (一些达50)	它形、半自形、 骸晶状	褐 色	稍有些裂隙化和粒化	
XVI 348.70—369.00	1	5—15	它形 半自形	褐、灰褐	新鲜的, 稍有裂隙化	
XVII 370.50—387.48	3	达70 (平均15—20)	它形、 骸晶状、 半自形	褐、灰褐	稍有裂隙化	
XX 387.48—409.50	5	达100 (平均15—20)	它形 骸晶状	褐、灰褐	新鲜的, 稍有裂隙化和粒 化	
XX 409.50—417.87	2	3—15 (一般10—15)	它形 骸晶状	褐、灰褐	新鲜的, 稍有裂隙化	
XXII 423.22—435.40	2	达60 (一般 5—15)	它形 骸晶状	褐、灰褐	新鲜的, 稍有裂隙化	
XXIX 457.12—466.90	1	5—40	它形 骸晶状	褐、灰褐	稍有裂隙化和粒化	

钻孔CY-1中样品的磁性测量结果

表 2

单 元	岩 性	深 度 (米)	$J_N \times 10^{-4}$ (emu/cm ²)	居理温度 (T °C)	$K \times 10^{-4}$ (emu/cm ³ ·oe)	J_s (emu/g)
IIb	枕状熔岩 +角砾岩	28.83	33	500	3.4	0.67
IIb		30.31	53	480	6.0	0.45
IIb	枕 状 熔 岩	32.00	3.1	*	1.1	太弱
III		51.60	15	585	7.5	—
III		53.52	51	490	9.7	0.49
III		54.90	93	505	8.8	0.48
III		55.95	—	540	—	0.63
III		57.38	59	510	10	0.22
III		58.75	43	540	3.5	0.28
IVa		75.35	25	475	10	0.60
IVa		76.66	13	540	17	1.01
IVb		角砾岩	78.06	100	*	7.8
IVc	枕状熔岩	80.66	270	515	10	0.72
IVc		81.95	130	500	7.8	0.59
Va	块 状 熔 岩 流	94.91	54	*	10	太弱
Vb		96.65	86	*	9.9	太弱
Vb		98.85	60	455	6.7	0.81
Vb		100.28	50	475	8.7	0.91
Vb		101.85	85	505	7.1	0.67
Vb		103.45	44	540	9.7	0.96
Vb		103.45	44	540	9.7	0.96
VIa	枕 状 熔 岩	121.75	52	455	4.6	0.48
VIa		123.22	115	495	8.4	0.39
VIa		124.50	149	475	10	0.53
VIa		126.14	93	510	9.0	0.27
VIa		128.10	149	495	10	0.45
VIa		129.55	227	460	12	0.42
VIb		131.05	90	480	12	0.49
VIb		132.46	173	470	9.2	0.57
VIc		149.85	125	485	13	0.51
VIc		151.20	136	305	7.2	0.55
VIc		152.57	23	520	8.7	0.55
VIc		154.25	85	475	10	0.39
VIc		155.94	135	470	11	0.19
VIc		157.34	197	500	8.1	0.52
VIc		157.61	56	460	6.4	0.43
VIII		159.18	89	485	9.4	0.45
VII		160.75	114	495	7.6	0.44
VII		162.42	101	475	8.7	0.41
VII		163.84	67	480	8.8	0.43
VII		164.85	46	440	9.8	0.41
VIII		178.80	151	485	9.1	0.52
VIII		183.15	58	430	8.3	0.28
VIII		184.75	198	505	9.2	0.51
VIII		185.62	178	495	7.6	0.42
VIII		187.75	136	495	14	0.58
VIII		188.85	77	550	13	0.83
VIII		190.47	183	505	12	0.43
VIII		191.83	138	460	10	0.47
VIII	193.18	180	470	10	0.43	
VIII	205.58	78	475	13	0.57	

续表 2

单元	岩性	深度 (米)	$J_N \times 10^{-4}$ (emu/cm ³)	居理温度 (T °C)	$K \times 10^{-4}$ (emu/cm ³ ·oe)	J_s (emu/g)
VIII	岩墙	206.45	44	540	10	1.09
VIII	枕状熔岩	207.56	284	545	11	0.54
VIII		209.15	197	355/510/560	13	0.64
VIII		221.86	115	510	13	0.68
VIII		223.11	219	485	14	0.57
VIII		224.40	277	475	12	0.51
VIII		225.09	237	470	10	0.39
VIIH		226.90	223	465	11	0.45
VIII		228.15	151	485	7.6	0.39
VIII		229.18	146	475	11	0.41
VIII		230.12	133	445	8.2	0.78
X		247.31	141	465	8.6	0.41
X		248.48	77	445	8.4	0.57
X		250.32	71	425	6.4	0.67
X		251.53	99	440	6.4	0.40
X		253.73	309	465	9.6	0.42
X		255.15	105	465	11	0.57
XII		272.49	115	325/530	12	0.67
XII		274.15	169	330/500/540	12	0.57
XII		275.55	84	305/505	8.8	0.48
XII		276.40	169	335/555	11	0.50
XII		279.17	135	315/475	9.8	0.49
XII		280.86	126	335/500	12	0.55
XII		281.88	83	345/520	12	0.73
XII		287.52	63	485	9.9	0.75
XII	299.52	88	325/520	12	0.57	
XII	301.45	63	510	10	0.46	
XII	302.57	124	335/550	10	0.56	
XII	303.72	110	330/540	12	0.70	
XII	304.87	144	330/530	10	0.56	
XII	306.26	218	345/520	13	0.76	
XII	307.70	183	330/525	12	0.67	
XII	308.60	348	325/510	12	0.69	
XIII	块状熔岩流	324.45	415	330/525	11	0.82
XIII		328.29	113	330/545	13	0.65
XVI	枕状熔岩	353.90	23	320/490	12	1.00
XVII	岩墙	375.72	28	305/500	12	0.97
XVIII	块状熔岩流	377.52	406	340/490	13	1.07
XVIII		378.92	49	350/495	11	0.67
XVIII		380.15	511	320/525	12	1.03
XVIII		381.88	72	330/505	12	0.87
XVIII		383.05	167	340/480	12	0.85
XVIII		384.58	146	345/495	13	1.47
XVIII		385.69	86	335/480	11	0.95
XX		410.10	737	330/530	17	1.41
XX		415.68	180	335/530	18	1.39
XXII		434.00	638	330/530	15	1.53
XXII		435.03	54	340/540	19	1.08
各种磁性的平均值						
	J_N	居理温度	K	J_s		
枕状熔岩	$119.81 \pm 72.09 \times 10^{-4}$	$452.79 \pm 72.08^\circ\text{C}$	$9.83 \pm 2.58 \times 10^{-4}$	0.54 ± 0.17		
块状熔岩流	$208.05 \pm 219.06 \times 10^{-4}$	$372.35 \pm 71.57^\circ\text{C}$	$12.06 \pm 3.35 \times 10^{-4}$	1.01 ± 0.28		

* 太弱无法测量。

$9.8 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3 \cdot \text{oe}$ 。

从图1可以看出所有记录的磁性数值随深度变化的趋势均具有明显的线性成分。如 J_s 值(计算值)随深度增加而连续增加了3—4倍,从地表的 0.3emu/g 到500米处的 1.05emu/g ,符合回归方程 $J_s = 0.31 + 1.45 \times 10^{-3}d$, $r = 0.57$ (d 为深度, r 为相关系数,下同)。居理温度则随深度增加而连续地降低,即从地表的 520°C 到260米深处的 470°C ,符合方程 $T_c = 520 - 0.21d$, $r = 0.42$ 。 T_c 在260米处出现不连续,260米之下一般有双居理点,低的可能是真实的,在 305° 到 350°C 之间,没有再随深度变化的趋势。 J_N 在整个475米区间内均随深度增加而连续增加,但不象 J_s 和 K 值那样理想,尤其是在260米深度以下。 J_N 的计算值在地表处接近 $30 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3$,然后到500米深处几乎增加了一个数量级,达 $280 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3$ 。描述这种增加的线性回归方程为 $J_N = 33 \times 10^{-4} + 0.5 \times 10^{-4}d$, $r = 0.44$ 。图1中的 J_N 变化趋势线就是依据这一方程画出的,显然在260米深度以下并不十分吻合,可能可以分解为两种情况,一种是随深度增加而迅速增加,另一种则是基本不变。 K 值(计算值)亦随深度变化成倍而连续的增加,从地表处约为 $7 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3 \cdot \text{oe}$ 到500米深处的 $15 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3 \cdot \text{oe}$,它呈现一个最好的变化趋势,服从线性回归方程 $K = 6.8 \times 10^{-4} + 1.7 \times 10^{-6}d$, $r = 0.61$ 。

这些随深度变化的趋势可以解释为由于该剖面上、下两部分之间有两个已知的物性差异。其一是金属氧化物矿物及同源硅酸盐矿物的成分和结构的研究(Gillis, 1983)表明在该钻孔剖面中,低温次生蚀变作用向下逐渐减弱,而观察到的磁性变化趋势正与此相一致;其二是该剖面上、下两部分之间的原始特征不同:即上部以枕状熔岩为主,下部则以块状岩流为主。所见到的磁性变化也

多与这些岩石中已知的磁性差异相一致。因为金属氧化物矿物一般在粗粒块状熔岩中比在细粒富含玻璃的枕状熔岩中要多(见Bleil和Smith, 1979b),在其他性质无差别时,导致在前者中有较高的 J_s 、 J_N 和 K 值。枕状熔岩和块状岩流的各种磁性平均值列于表2。

可能上述两种差别都影响了该剖面的磁性。但是,枕状和块状玄武岩之间的差别只在几十米范围内是明显的,即其影响仅涉及到岩石单元的厚度范围内。例如块状单元V的大多数样品与其邻近的枕状熔岩单元相比即具有较高的 J_s 值。相反,蚀变作用的差别则产生大范围的特征,这些特征对475米剖面的综合变化趋势起支配作用,例如在整个剖面中块状玄武岩的 J_s 和 J_N 值均随深度增加而普遍增加(可见单元V、XVIII、XX和XXI的 J_s 平均值,表2)。

结 论 与 讨 论

本文对特罗多斯型洋壳最上部475米的连续钻孔岩心剖面的磁性和各种不透明矿物进行了详细的研究。

不透明矿物的研究表明强烈的低温蚀变作用(氧化作用)产生在该剖面的260米之上。在这一深度之下,低温蚀变虽然仍存在,但亦大大减弱。

测量的四种磁性:饱和磁化强度、居理温度、天然剩余磁化强度和初始磁化率,其中除居理温度外,均表现出随深度增加而连续增加的趋势,而居理温度在260米处出现不连续,这正是钛磁铁矿的氧化作用不连续性的反映。岩石原始特征(枕状熔岩和块状岩流)所反映出来的磁性差异,以及低温次生氧化作用的影响,可以通过它们表现的规模不同而区别开。同原地洋壳中的情况一样,剩余磁化对感应磁化的比值在各处都高,并且从该剖面地表的10左右增加到底部的40左右。在不同一区间内, J_N 增加了一个

表 3

CY-1 钻孔和 DSDP 钻孔中枕状与块状玄武岩的磁性平均值对比

	CY-1	319A孔	417A孔	417D孔	418A孔	395A孔	396B孔	504B孔
$J_N \times 10^{-4}$ (emu/cm ³)	平均	136	35	93	59	34 ± 24	18 ± 15	62
	枕状熔岩	119 ± 72	11 ± 8	81.4 ± 84	80 ± 34	144 ± 62	16 ± 11	103 ± 64
	块状岩流	208 ± 219	47 ± 28	157 ± 133	31 ± 26	111 ± 90	20 ± 18	35 ± 28
居里温度 (°C)	平均	437	245	336	322	234 ± 42	297	
	枕状熔岩	453 ± 72	334 ± 25	350 ± 30	335 ± 38	351 ± 36	315 ± 54	
	块状岩流	372 ± 72	210 ± 82	263 ± 103	303 ± 24	314 ± 57	256 ± 41	
$K \times 10^{-4}$ (emu/cm ³ oe)	平均	9.8	8.3	9.52	25.4	20.9 ± 30.2	1.34	21.2
	枕状熔岩	9.8 ± 2.6	2.2 ± 0.5	6.97 ± 4.91	21.6 ± 8.7	17.6 ± 7.5	1.15 ± 0.37	9.8 ± 4.1
	块状岩流	12.1 ± 3.4	11.3 ± 9.3	22.7 ± 5.8	30.2 ± 2.7	20.6 ± 9.3	1.51 ± 0.76	16 ± 3.9
J_s (emu/g)	平均	0.63	1.04	1.02	1.03	0.34 ± 0.2	0.44	
	枕状熔岩	0.54 ± 0.17	0.56 ± 0.22	0.532 ± 0.099	0.92 ± 0.24	0.75 ± 0.24	0.31 ± 0.10	0.47 ± 0.11
	块状岩流	1.01 ± 0.28	1.24 ± 0.53	2.02 ± 0.75	1.18 ± 0.12	0.96 ± 0.37	0.61 ± 0.39	0.59 ± 0.15

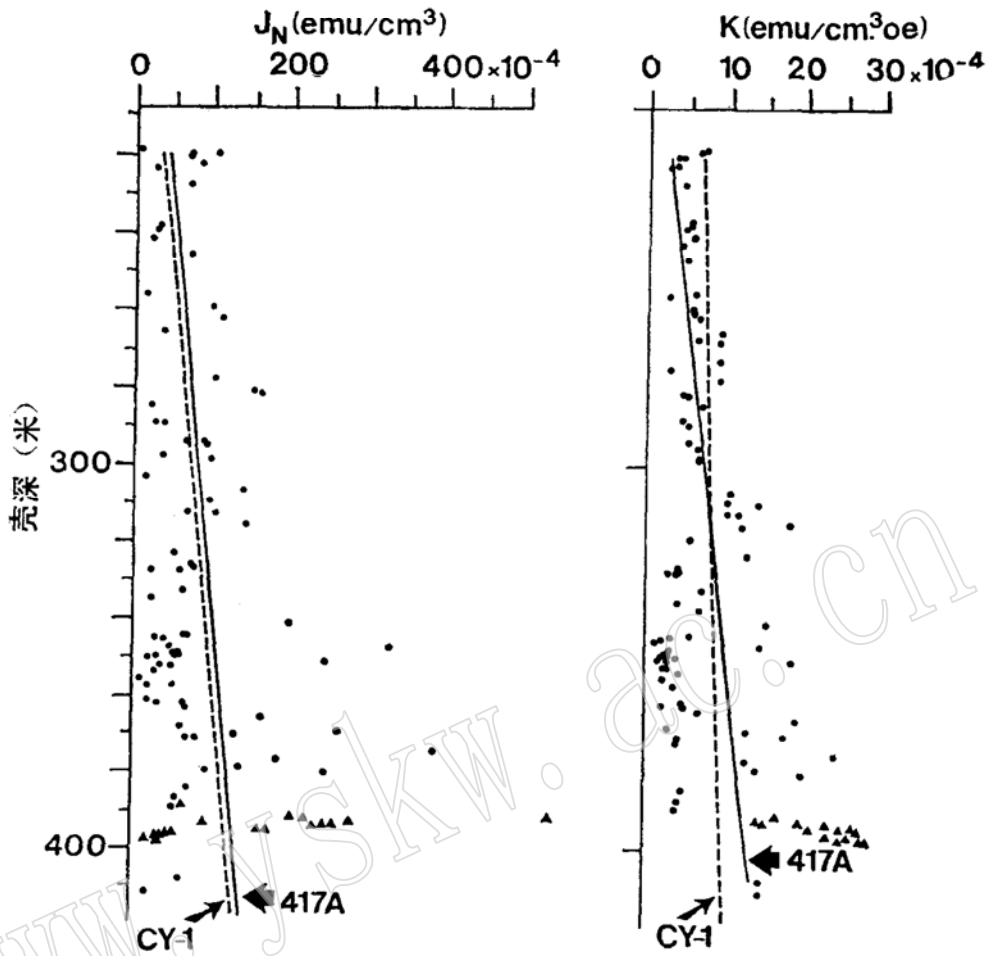


图2 CY—1钻孔剖面与DSDP417A孔剖面中的 J_N 和K值对比

数量级，K值增加了一倍。

当把CY—1的结果与大洋基底的DSDP①钻孔的结果相对比时(表3)，显然有许多相似之处，如 J_s 值的变化范围类似于许多DSDP剖面的值，通常小于 2emu/g 。417A孔的 J_N 和K值与CY—1对比也很接近(图2)， J_N 随深度增加而连续地增加，具有明显的线性成分。在200米深度内从约 $40 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3$ 增加到 $135 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3$ ；在CY—1的相应区间内， J_N 亦从 $30 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3$ 增加到 $130 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3$ 。同样417A孔中的K值变化趋势也具有明显的线性成分，从表部的 $4 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3 \cdot \text{oe}$ 连续增加到200米深处的 $12 \times 10^{-4}\text{emu/cm}^3 \cdot \text{oe}$ 。如同CY—1一样，417A孔接近底部也以块状熔岩为主，

J_N 值有高有低，但K值均较高。对居理温度来说，同样也有随深度增加而降低的趋势，即从接近表部的 350°C 降到底部的 200° 到 300°C 之间。DSDP样品同CY—1一样，在枕状熔岩和块状岩流之间的各种磁性平均值也存在明显的不同。在枕状熔岩中的居理温度均较块状岩流的高，而 J_s 和K值则低(表3)。这些差别是由于金属氧化物矿物的含量、颗粒大小和低温蚀变作用的程度不同的结果。当然CY—1与DSDP的钻孔剖面之间也存在一些差别，如CY—1的居理温度比DSDP的高，这可能表明前者有更强烈的低

① DSDP: 深海钻探计划, Deep Sea Drilling Project.

温氧化作用，或者表明CY-1剖面的玄武岩中的原生钛含量比DSDP玄武岩的低。CY-1中的 J_N 值比大多数DSDP剖面的高3倍；K值可与DSDP样品的相当或稍低。

CY-1的结果与DSDP的417A孔和417D孔对比时更有意思。417A与417D相距仅450米，但却有完全不同的剖面。417A孔靠近表部出现较强的低温蚀变作用，并随深度增加而减弱；而在417D，其蚀变作用要

弱得多(Donnelly等1979, p.24—25)。417A孔剖面穿透大洋基底达209米，其中180米完全由蚀变的枕状和角砾状单元组成，底部则含有一系列相对新鲜的块状玄武岩。蚀变作用属低温海水穿透类型，裂隙和枕间空隙均为蒙脱石、方解石、方沸石、钠沸石和赤铁矿所充填，因而与417D对比，认为它是在表面为沉积物封闭之前海水通过这个剖面下浸，导致发生强烈蚀变，这个时期

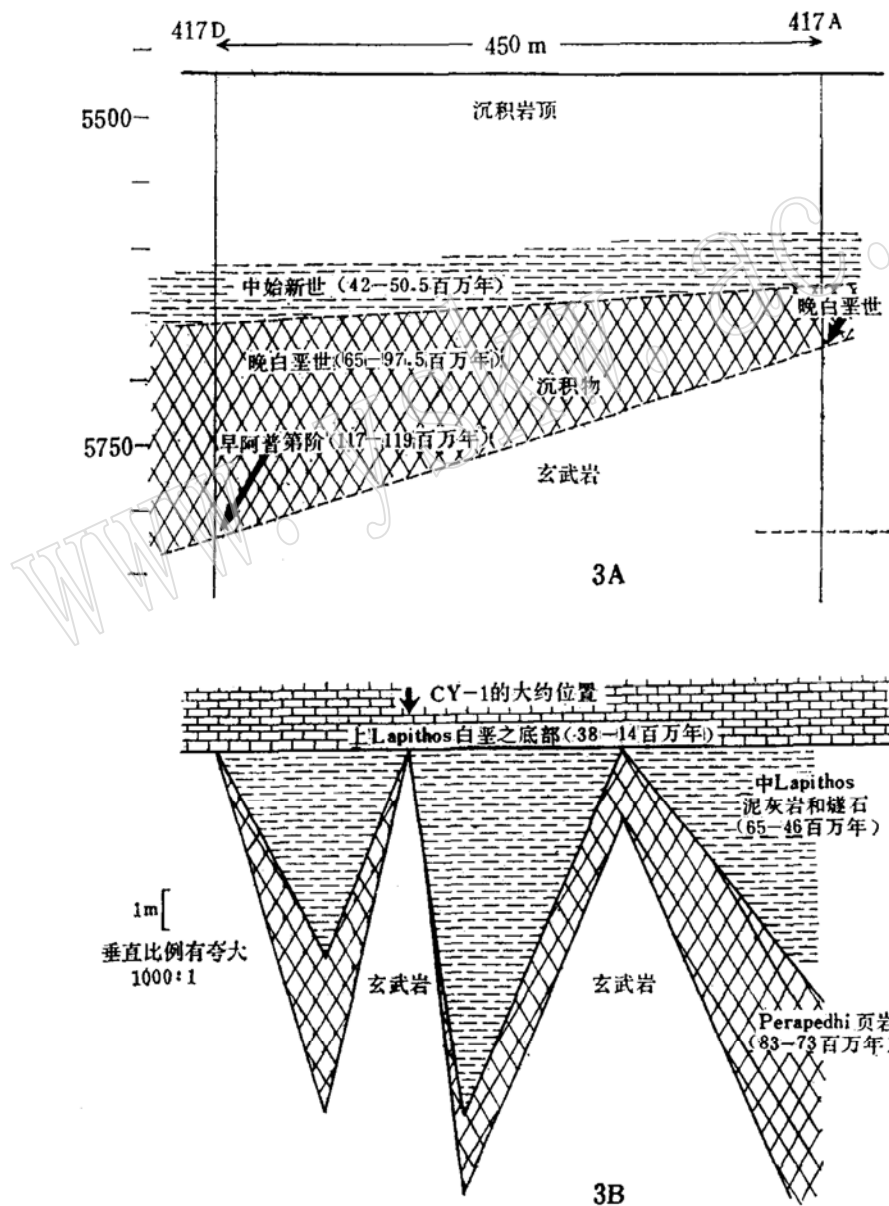


图3 DSDP钻孔剖面和CY-1钻孔剖面中沉积盖层厚度、年代对比示意图
 3A. DSDP的417A孔与417D孔的对比；3B. CY-1钻孔及其邻近地区对比。

大约延续了20百万年或更长(早阿普第阶到晚白垩世,即117—119百万年到65—97.5百万年),而与之相距450米、地形上较低的417D地区则相应地被迅速封闭,所以蚀变较弱(图3A)。特罗多斯地区也属这样情况。根据Bear(1960)的图4而改编的图3B表明,在海浸的上Lapithos组的白垩(38—14百万年)之下为不连续的中Lapithos组(泥灰岩和燧石,65—46百万年)和Perapedhi页岩(棕土,83—73百万年)。而CY—1钻孔正位于上Lapithos组直接覆盖在喷出岩之上的地区,中间缺失中Lapithos组和棕土。而在邻近的Agrokippia地区,该喷出岩相仅厚120米,那里的中Lapithos组和Perapedhi组相当于现在CY—1钻孔中的上部260米。因此这意味着CY—1中的喷出岩相至少在海水中暴露了35百万年(73—38百万年)。这样CY—1上部260米也象417A上部180米一样,具有强烈的蚀变作用,其岩枕边缘、枕间空隙中为方解石、蒙脱石所充填,橄榄石为粘土、赤铁矿和方解石所强烈交代(Gillis, 1983)。

总之,CY—1与DSDP的一些钻孔剖面的简单对比加强了经历过很少蚀变作用(不包括作为原地洋壳时的蚀变作用)的特罗多斯蛇绿岩喷出岩系列的近代地球化学研究(Robinson等1983和磁性研究)(Banerjee 1980)的意义。CY—1和417A孔的对比还有力地支持了Gillis(1983)的假说,她认为特罗多斯喷出岩系列上部染成红色是由于它们在洋底停留期间可能受到有限的冷海水持续下降作用的结果。CY—1和417A之间的相似性还说明许多重要作用,特别是磁化率、海水循环和综合蚀变作用等并未受到现代许多原地型和特罗多斯型洋壳之间的地球化学差异所影响。

致

塞浦路斯的CY—1钻孔是作为塞浦路斯地壳研究计划(CCSP)钻进工作的组成部分,是由国际地壳研究钻探组(ICRDG)和塞浦路斯政府(通过地调局)共同组织的对特罗多斯蛇绿岩进行重新评价的工作。CY—1钻孔的钻进得到了塞浦路斯、加拿大、英国、丹麦和西德一些单位的财政资助。

达耳豪西大学内的实验室工作由Martha Duplisea、Tom Ward和Brian Fisher进行的。P. T. Robinson、I. L. Gibson和塞浦路斯地壳研究计划实验室的同事们对CY—1的岩心进行了详细的描述和划分岩石单元。图件由Lata Hall绘制。本文中文稿承姜枚、张文治审阅。作者向以上各位表示深切的谢意。

参 考 文 献

- (1) Ade-Hall, J. M., Johnson, H. P., and Ryall, P. J. C. Rock magnetism of basalts, Leg 34. In Yeats, R. S., Hart, S. R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 34, Washington (U. S. Government Printing Office), P. 459-468, 1976.
- (2) Banerjee, S. K. Magnetism of the oceanic crust: evidence from ophiolite complexes. *J. Geophys. Res.* **85**, 3557-3566, 1980.
- (3) Bear, L. M. The geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodondha area. Geological Survey Dept., Cyprus Memoir 3, 122 pp, 1960
- (4) Donnelly, T. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 51, 52, 53: Washington (U. S. Government Printing Office), 1979.
- (5) Gass, I. G. and Smewing, J. D. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from Troodos Massif, Cyprus. *Nature* **242**, 26-30, 1973.
- (6) Gillis, K. Low temperature altera-

tion of the extrusive sequence Troodos ophiolite, Cyprus. Geological Association of Canada Program with Abstracts, p. 427, 1983.

(7) Johnson, H. P. and Hall, J. M. A detailed rock magnetic and opaque mineralogical study of the basalts from the Nazca Plate. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.* **52**, 45-64, 1978.

(8) Moores, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J. et al. A model for the origin of the Troodos Massif, Cyprus and other Mid-East ophiolites. Submitted to *Geology*.

(9) Robinson, P. T. and Gibson, I. J. Cyprus crustal study project Hole Cy-1 lithologic unit summaries. International Crustal Research Drilling Group, 1982.

(10) Robinson, P. T. and Gibson, I. J. Cyprus crustal study project Hole Cy-1 lithologic unit summaries. International Crustal Research Drilling Group, 1983.

(11) Schmincke, U. -U. et al., Troodos extrusive series of Cyprus: a comparison with oceanic crust. *Geology* **11**, 405-409, 1983.

(12) Smewing, J. D., Simonian, K. O., and Gass, I. G. Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus; genetic implications deduced from petrography and trace element geochemistry. *Cont. Min. Pet.* **51**, 49-64, 1975.

(13) Wilson, R. A. M. The geology and mineral resources of the Xenos-Troodos area: Cyprus Geological Survey Memoir **1**, 135 pp., 1959.

Cyprus Drillhole CY-1. Oxide Petrography, Magnetic Properties and Alteration in a Section the Uppermost Half Kilometer of Troodos Type Oceanic Crust

Wang, Bing-xi, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China;

Walls, Charles, and Hall, James M., Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, N. S. B3H 3J5 Canada.

Abstract

Study of the oxide minerals and measurement of the magnetic properties of about 100 samples distributed over a 475m continuous drillcore section from the uppermost part of extrusive sequence of the Troodos, Cyprus, ophiolite close to 35°03'N, 33°10' E in the vicinity of Malounda yields the following major results:

-Low temperature alteration is intense to a depth of 260 m, below which it is relatively much subdued.

-Saturation magnetization, natural remanence intensity and initial susceptibility all increase continuously with depth throughout the section.

-Curie temperature decreases with depth to 260 m, below which a change in the style in the thermal decay of magnetization behaviour takes place.

-Pillowed and massive flows differ in their magnetic properties.

The results are consistent with the downwards decrease in low temperature alteration previously noted from the distribution of secondary minerals. The downwards variations in magnetic properties closely follow in both sense and magnitude of the trends observed in DSDP Hole 417A. This supports the interpretation of the upper, reddened facies of the Troodos extrusive sequence as being due to prolonged drawdown of cold sea water, and suggests that the magnetization of at least the upper part of the Troodos ophiolite is a reliable guide to ocean crust magnetization.

www.yskw.ac.cn