

DOI:10.16562/j.cnki.0256-1492.2017.03.009

东马努斯盆地热液蚀变火山岩元素 迁移特征及影响因素

赵霞^{1,2}, 黄朋¹, 胡宁静³, 孔娟娟^{1,2}, 廖仁强^{1,2}, 王雄^{1,2}

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 国家海洋局第一海洋研究所海洋沉积与环境地质重点实验室, 青岛 266061)

摘要:本文选择东马努斯盆地的 5 个新鲜火山岩和 1 个蚀变火山岩作为研究对象, 对样品进行全岩主微量及斜长石电子探针分析, 并对蚀变岩石与新鲜火山岩之间的化学成分进行对比, 深入探究了蚀变火山岩的元素迁移特征及影响因素。结果显示, 蚀变火山岩的硫化物以黄铜矿、方铅矿和闪锌矿为主, 为富 Cu 型热液硫化物。岩石蚀变区的 SiO₂ 含量极高, 为硅化蚀变。蚀变岩石的化学成分约为同区玄武质安山岩和英安岩成分总含量的平均值, 原岩可能为安山岩。在热液蚀变的过程中, 蚀变岩石的质量增加了 150%, 其中元素 Cu、Zn、Ga、Sr、Cd、Ba 和 Pb 超强烈富集, Ti、V、Mn、Co、Ni、Mo 和 U 强烈富集, Si 和 Fe 中等富集; Sc、Cr、Nb、Ta、W 和 Bi 轻微富集; Be 和 Ca 超强烈亏损; Li、Na、Mg、K、Rb、REE 和 Y 强烈亏损; Zr、Cs 和 Th 轻微亏损; Al、P 和 Hf 稳定不变。推测影响蚀变岩石元素迁移的因素有 3 种: 成矿作用、交代作用(绿泥石化、硅化)和元素在流体中的活动性。

关键词:东马努斯盆地; 蚀变火山岩; 热液硫化物; 迁移特征; 影响因素

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2017)03-0086-16

海底热液蚀变一直是人们关注的焦点。首先, 海底热液蚀变伴随着一些活动性较强的元素的富集, 如 Cu、Zn、Ag、Au 等, 属于成矿作用过程, 其成矿含量远远超出了岩石单独淋滤的含量^[1-4], 因此, 研究它对海底矿床的探寻及开发有极大的帮助; 其次, 海底热液蚀变过程中元素的迁移可以反映元素在不同环境中的活动性, 为元素在不同条件下的迁移规律提供理论依据; 第三, 海底岩石的热液蚀变规律可以应用到洋壳蚀变中, 而蚀变洋壳被认为是地幔柱的源区, 因此, 研究海底热液蚀变可以为 OIB 成因提供依据。

弧后盆地热液系统有自己的特殊性与复杂性, 它与洋中脊的热液系统相似却更复杂。相似之处在于弧后盆地与洋中脊的热液系统都包括水岩交换作用、岩浆释气作用、相分离作用和地下水混合作用^[5]。复杂之处在于弧后盆地伴随着俯冲板块物质的加入, 其产生的岩浆具有更高的水含量和更多的挥发性气体, 从而可以更大程度地影响热液的化学

成分^[1,6,7]。研究弧后盆地热液蚀变作用可以使人们更深入地了解“俯冲工厂”的运行过程。

东马努斯盆地是新生的弧后盆地, 属于威尔逊旋回的初级阶段, 伴随着软流圈地幔与俯冲洋壳的共同影响, 其地理条件独特、热液成分复杂、蚀变作用具有代表性, 是研究弧后盆地热液系统的绝佳场所。已有不少学者对东马努斯盆地火山岩和海底热液系统做了大量研究。Kamenetsky 等^[8], Park 等^[9]和 Sinton 等^[10]通过对东马努斯盆地新鲜火山岩的全岩主微量和同位素数据的测定和分析, 得出了岩浆物质来源、源区性质和岩浆演化过程等信息, 但并没有涉及到海底热液的研究。Yang 等^[11], Zeng 等^[12,13]和杨宝菊等^[14,15]对东马努斯盆地 PACMANUS 热液区的 Fe-Si-Mn 羟基氧化物的地球化学特征进行了分析, 探究了该氧化物的形成机制及其对热液活动的指示作用, 然而 Fe-Si-Mn 羟基氧化物属于海底沉积物, 他们并未对海底火山岩的热液蚀变作用进行研究。Beaudoin 等^[16,17], Craddock 等^[18], Pašava 等^[19], Moss 等^[20], Sun 等^[21]和马瑶^[22]分别探究了东马努斯盆地热液区的某些代表性元素(如 Cl、Cu、Au、Pb、REE、PGE 等)的分布、来源和迁移特征; Fourre^[23], Kim 等^[24], Roberts 等^[25]和 Wilckens 等^[26]研究了东马努斯热液及热液沉积物的同位素(如 He、Li、B、S、Sr、Pb 同位

基金项目:国家自然科学基金项目(41576049, 41666002); 中国科学院前沿科学重点计划项目(QYZDB-SSW-SYS025)

作者简介:赵霞(1990—), 女, 硕士, 海洋地质专业, E-mail: 491042505@qq.com

通讯作者:黄朋(1972—), 博士, 副研究员, 主要从事海洋岩石学和海洋沉积学研究, E-mail: huangpeng@qdio.ac.cn

收稿日期:2016-07-18; **改回日期:**2016-11-22. 蔡秋蓉编辑

素等)特征;Kamenetsky 等^[8]和 Scott 等^[27]探究了东马努斯盆地热液区的热液成矿作用;Gemmell 等^[28]和 Lackschewitz 等^[29]研究了东马努斯盆地热液区的热液蚀变过程等。然而,并没有学者通过新鲜火山岩与蚀变火山岩元素之间的对比来探究东马努斯盆地蚀变火山岩元素在热液活动中的迁移特征及影响因素。

本文主要分析了东马努斯盆地新鲜火山岩与蚀变火山岩的全岩主微量和斜长石的电子探针数据,通过新鲜岩石与蚀变岩石电子探针数据之间的对比推测出蚀变岩石原岩的大致成分;通过蚀变岩石与原岩元素含量的对比计算出元素在热液蚀变中的迁移量,最后综合得出东马努斯盆地蚀变火山岩的元素迁移特征及影响因素。

1 区域地质背景

马努斯盆地处于俾斯麦海中,是一个正在快速扩张的弧后盆地^[30],南边以新不列颠岛弧为界,东边以新爱尔兰岛弧为界(图 1)。它的北东方向是太平洋板块,南向是所罗门板块。两个板块都不同时期地向俾斯麦板块俯冲,太平洋板块的俯冲大概发生在 40 Ma 之前,约 10 Ma 的时候俯冲停止,俯冲导致了新爱尔兰火山岛弧的形成。所罗门板块的俯冲发生在太平洋板块俯冲停止后不久,该俯冲运动至今仍在继续,俯冲导致了新不列颠火山岛弧的形成^[31-33]。大约在 2~3 Ma 的时候,马努斯盆地开始扩张,并形成了马努斯扩张中心及相应的转换断层(Willaumez 断层、Djaul 断层与 Weitin 断层)。现

今板块的运动区域主要集中在这 3 个转换断层上^[34]。随着弧后盆地的扩张,盆地中央发育了不计其数的海底热液活动区,其中最大的属 Vienna Woods^[35-37]。这些热液区主要发育在 Willaumez 断层和 Djaul 断层之间,而在 Djaul 断层和 Weitin 断层之间,则是太平洋板块向西南方向俯冲形成的一些残余弧壳^[38,39]。

东马努斯盆地位于俾斯麦海的东部,称为东马努斯火山区。它夹在 Weitin 断层与 Djaul 断层之间,由一系列雁列式火山脊和海底火山穹窿组成,是马努斯盆地最年轻的扩张区(图 1)。近 20 年来,学者们在东马努斯火山区发现了好几个大型热液活动区,包括 Desmos^[40-43]、PACMANUS^[38,43]和 SuSu Knolls^[44,45]。

PACMANUS (Papua New Guinea-Australia-Canada-Manus)热液区最初发现于 1991 年,它由一系列分布在 Pual Ridge 上的离散的火山水热区构成^[38]。Pual Ridge 长约 20 km,呈 Y 型分布在离 Rabaul 火山(位于 New Britain 火山弧上)80 km 远的地方。PACMANUS 主要包括 5 个小热液区,分别为 Roman Ruins、Roger's Ruins、Satanic Mills、Snowcap 和 Tsukushi^[39]。其中,Roman Ruins、Roger's Ruins、Snowcap 和 Satanic Mills 热液区的硫化物喷口很多,最高的达 10 m,烟囱颜色为黑灰色。Tsukushi 的硫化物热液区很稳定,2006 年的调查航次在该区仅发现了 1 个热液喷口。Desmos 破火山口热液为独特的“白烟囱”^[41,42],热液的 $\text{PH} \leq 2.1$,温度在 88~120 °C 之间,硫酸盐浓度 $\geq 32.8 \text{ mM}$ (海水值为 28 mM)^[41],热液具有丰富的 Mg^{2+} 、

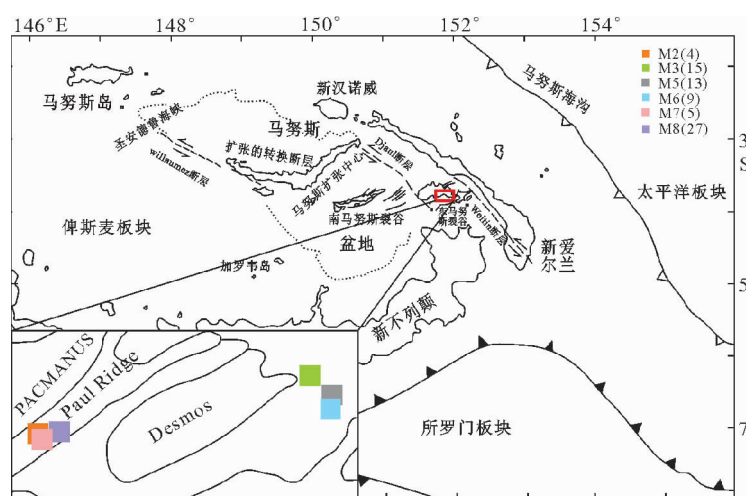


图 1 马努斯盆地地质图及采样位置(参考文献[10,34])

Fig. 1 Regional geological map of the Manus Basin and sample locations

SO_4^{2-} 、 S^{2-} 和 F^{-} ^[46], 容易蚀变岩石并广泛成矿。Onsen 是该“白烟囱”的热液喷口, 本文蚀变岩石样品则取自离 Onsen 约 1 km 处。

2 材料与方

在“科学号”考察船 201501 航次执行的过程中, 使用水下机器人分别在东马努斯盆地的 PACMANUS 和 Desmos 热液区获得研究样品。其中 M2(4)、M7(5)和 M8(27)采自 PACMANUS, M6(9)、M3(15)和 M5(13)采自 Desmos(图 1)。所有样品中只有 M3(15)受到了热液蚀变的影响, 其他样品都很新鲜, 并且从样品手标本(图 2)可以看出, 蚀变岩石 M3(15)发育有矿脉, 矿脉肉眼可见黄铜矿、闪锌矿、白云母等矿物。详细的采样信息及岩相学特征见表 1。

由于样品取自海底, 极有可能受到海底沉积物的影响。为了避免这种影响, 在测定样品的元素组成之前对样品进行了一系列的前处理。首先, 使用超声波清洗仪仔细地清洗了样品。然后, 将样品浸泡在无水乙醇中, 水浴加热一段时间, 用以去除有机质。接着用盐酸浸泡样品, 并且水浴加热一段时间, 达到去除碳酸盐沉积物的作用。之后再用超纯水浸泡, 将氯离子去除干净。最后, 把样品烘干并用玛瑙钵体研磨成 200 目大小的粉末^[47]。整个前处理过程在超净环境下进行。为了进一步研究成矿作用, 将样品 M3(15)中的矿脉剔除出来单独作为一个样品, 命名为 M3(15)km, 剩余的样品命名为 M3(15)

wy, 即围岩。
样品全岩主量元素的测试使用的仪器为 X 荧光光谱(Phillips PW1480), 测试地点为中国核工业北京地质研究院。全岩微量元素的测试使用的仪器为 ICP-MS (ELAN DRC II), 测试地点为中国科学院海洋研究所, 大多数微量元素的测量精度在 5%~10% 以内, 校正标样为: BCR-2 和 GSR-3。斜长石的电子探针分析在中国海洋大学海洋地质实验室完成, 使用的仪器是 JXA-8230 电子探针。工作环境为: 加速电压 15 kV, 加速电流 20 nA, 束斑直径为 5 μm , 分析方式为波谱分析, 修正方式为 ZAF。校正标样为: Si-透辉石, Na-硬玉, Mg-透辉石, Al-硬玉, K-透长石, Ca-透辉石, Ti-金红石, Fe-铁石榴石, Mn-蔷薇辉石, Cr-CrO。分析精度小于 0.1%。

3 结果

3.1 主量元素

样品的主量元素含量见表 2。从全碱-硅图解(图 3)中可以看出, 样品 M6(9)和 M5(13)为玄武质安山岩, 样品 M2(4)、M7(5)和 M8(27)为英安岩。样品 M3(15)属于蚀变岩石, 无法用全碱-硅图解定名。从主量元素含量图(图 4)中可以看出, 蚀变岩石 M3(15)与未蚀变火山岩相比, 其 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 MnO_2 和 P_2O_5 含量普遍偏低, 尤其是 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 含量偏低得最为明显; LOI 含量偏高。样品 M3(15)的围岩与矿脉相比, 围岩

表 1 东马努斯火山岩的采样信息及岩相学特征
Table 1 Sample list and petrography of Eastern Manus Basin volcanic rocks

Sample	采样方式	采样位置		深度/m	岩石类型	简单的岩性特征
		经度(E)	纬度(S)			
M2(4)	水下机器人	151°40'19.048"	3°43'37.399"	1697	英安岩	样品新鲜, 呈黑色, 隐晶质结构, 致密块状构造, 无气泡;
M3(15)	水下机器人	151°51'49.919"	3°40'56.167"	1892	蚀变岩石	样品被蚀变, 呈灰色, 致密块状构造, 表面呈土状, 可以闻到一股臭鸡蛋的味道。样品一边可见矿脉的截面, 截面里肉眼可见看到黄铜矿、闪锌矿和白云母等;
M5(13)	水下机器人	151°52'40.623"	3°42'7.707"	1941	玄武质安山岩	样品新鲜, 呈黑色, 隐晶质结构, 致密块状构造, 含有大量大小不一的气泡, 具有冷凝边;
M6(9)	水下机器人	151°52'39.857"	3°42'21.744"	1969	玄武质安山岩	样品新鲜, 呈黑色, 隐晶质结构, 致密块状构造, 含有大量小气泡;
M7(5)	水下机器人	151°40'35.161"	3°43'51.583"	1789	英安岩	样品新鲜, 呈黑色, 隐晶质结构, 致密块状构造, 无气泡, 表面破碎, 覆盖有少量沉积物;
M8(27)	水下机器人	151°41'15.314"	3°43'37.622"	1657	英安岩	样品新鲜, 呈黑色, 隐晶质结构, 致密块状构造, 含有大量小气泡。

表 2 东马努斯火山岩全岩主量元素组成(%)

Table 2 Bulk major elements composition of Eastern Manus Basin magma

样品	M5(13)	M6(9)	M2(4)	M7(5)	M8(27)	M3(15)wy	M3(15)km	M3(15)原岩
主量元素(wt%)								
SiO ₂	55.17	55.45	68.82	67.13	66.04	58.13	39.19	62.14
TiO ₂	0.59	0.58	0.55	0.70	0.72	0.69	0.61	0.56
MgO	5.54	5.30	0.75	0.96	1.24	0.24	0.41	3.02
Al ₂ O ₃	15.82	15.77	13.88	14.26	14.31	6.04	3.21	14.83
Fe ₂ O ₃	2.70	2.43	2.50	1.28	1.57	2.20	5.05	2.47
FeO	5.52	5.92	1.99	3.74	3.88	4.19	2.64	3.96
FeOT	8.22	8.35	4.49	5.02	5.45	6.39	7.69	6.42
MnO	5.54	5.3	0.75	0.96	1.24	0.24	0.41	0.12
CaO	9.28	9.22	2.69	3.18	3.52	0.15	0.11	5.96
Na ₂ O	2.88	2.89	4.97	5.07	5	0.41	0.01	3.93
K ₂ O	0.73	0.76	1.88	1.7	1.65	0.08	0.05	1.32
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.12	0.16	0.19	0.06	0.08	0.14
LOI	1.39	1.3	1.64	1.58	1.7	1.81	10.54	1.47
Total	105.33	105.08	100.54	100.72	101.06	74.24	62.31	99.92
FeOT/MgO	1.48	1.58	5.99	5.23	4.40	26.63	18.76	2.13

注:FeOT 代表全铁含量;M3(15)wy 代表样品 M3(15)的围岩;M3(15)km 代表样品 M3(15)的矿脉;M3(15)原岩为推算结果。

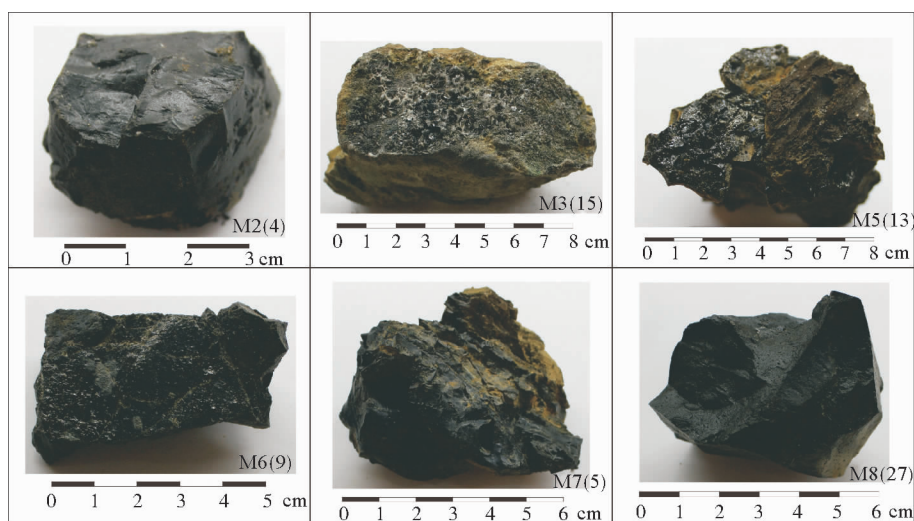


图 2 东马努斯火山岩样品手标本

Fig. 2 Hand specimen pictures of Manus Basin volcanic rocks

的 MgO、FeOT(全铁)、MnO₂、P₂O₅ 和 LOI 含量较低;Al₂O₃、CaO、Na₂O、K₂O 和 FeO 含量较高,其中 Na₂O 含量相差最为明显。

3.2 微量元素

样品的微量元素组成见表 3。其中 Cu、Pb、Zn 于热液蚀变岩石而言为主量元素,于火山岩而言属于微量元素。从表 3 可以看出,蚀变岩石 M3(15)的 Cu、Zn、Pb、Sr、Ba、Cd 和 Ga 的含量特别高,并且

Cu、Zn 的含量远远超过了 Ba 的含量,这可能与成矿作用有关,且硫化物的成矿含量远远超出了硫酸盐矿物的含量。

从球粒陨石标准化 REE 分布曲线(图 5)中可以看出,与未蚀变样品相比,蚀变岩石 M3(15)的 REE 含量普遍偏低。M3(15)围岩与矿脉的 REE 含量大致相当,但在蚀变围岩中,Eu 出现了负异常,矿脉中,Eu 出现了正异常,引起该现象的原因将在讨论部分阐述。

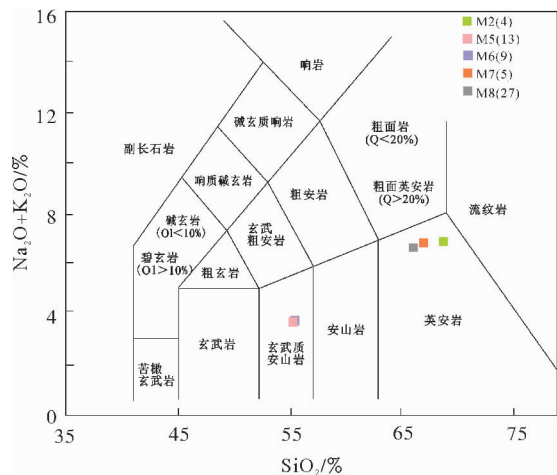


图 3 东马努斯盆地火山岩全碱-硅图解
Fig. 3 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram for rocks from Eastern Manus Basin

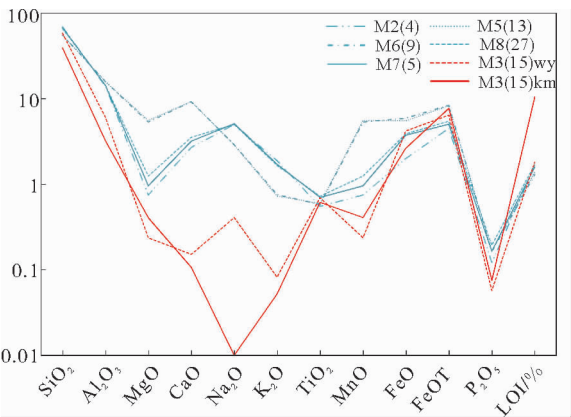


图 4 东马努斯盆地火山岩主量元素含量
Fig. 4 Bulk major elements of rocks from Eastern Manus Basin

表 3 东马努斯火山岩全岩微量元素组成

Table 3 Bulk trace elements composition of Eastern Manus Basin magma

样品	M5(13)	M6(9)	M2(4)	M7(5)	M8(27)	M3(15)wy	M3(15)km	M3(15)原岩
微量元素($\times 10^{-6}$)								
Sc	10.538	28.811	29.339	12.581	13.816	10.686	7.783	9.234
V	16.754	270.275	284.085	24.080	33.624	271.635	346.538	309.087
Cr	<0.5	95.471	46.827	<0.5	3.148	16.879	10.454	13.667
Co	4.055	26.035	25.951	5.384	6.247	18.751	16.628	17.690
Ni	1.245	35.422	29.264	1.679	4.905	18.641	14.304	16.472
Cu	31.155	87.520	97.778	71.047	30.845	16 235.154	112 387.810	64 311.482
Zn	86.862	71.798	69.228	99.946	95.753	7 193.249	2 056.016	4 624.632
Ga	16.455	15.479	15.507	17.345	16.786	136.106	216.210	176.158
Rb	28.721	9.934	10.241	25.955	24.720	1.801	1.094	1.448
Cs	0.721	0.329	0.315	0.662	0.623	0.164	0.106	0.135
Sr	252.551	391.212	427.111	294.302	306.962	1 541.322	1 496.099	1 518.711
Y	31.771	14.107	13.263	32.280	31.330	1.748	1.337	1.542
Zr	129.978	50.109	49.809	124.033	115.830	31.292	30.960	31.126
Nb	1.768	0.716	0.713	1.836	1.714	0.724	0.619	0.671
Ba	355.942	176.473	177.627	325.591	310.712	2 465.954	1 290.038	1 877.996
Hf	3.526	1.357	1.359	3.337	3.097	0.927	0.859	0.893
Ta	0.107	0.043	0.051	0.115	0.108	0.054	0.044	0.049
Pb	5.842	2.604	2.672	5.475	5.133	127.038	125.871	126.455
U	0.822	0.293	0.300	0.692	0.716	1.436	1.047	1.241
Th	1.274	0.489	0.485	1.182	1.091	0.220	0.208	0.214
Li	14.331	6.510	6.273	16.067	14.076	0.860	0.452	0.656
Be	1.242	0.484	0.479	1.246	1.164	0.020	0.051	0.036
Mo	1.526	0.789	0.651	1.498	1.331	2.916	18.532	10.724
Cd	0.173	0.111	0.108	0.237	0.203	13.724	17.749	15.737
W	0.247	0.111	0.095	0.219	0.191	0.089	0.122	0.105

续表 3

样品	M5(13)	M6(9)	M2(4)	M7(5)	M8(27)	M3(15)wy	M3(15)km	M3(15)原岩
微量元素($\times 10^{-6}$)								
Bi	0.047	0.035	0.022	0.042	0.043	0.023	0.049	0.036
La	11.136	4.865	4.974	10.884	10.544	0.947	0.826	0.887
Ce	25.175	11.177	11.414	24.671	24.039	1.925	1.660	1.792
Pr	3.512	1.642	1.664	3.482	3.485	0.256	0.226	0.241
Nd	15.909	7.656	7.801	16.245	15.756	1.105	0.965	1.035
Sm	4.196	2.083	2.090	4.306	4.278	0.277	0.214	0.245
Eu	1.262	0.718	0.742	1.380	1.388	0.059	0.104	0.082
Gd	4.062	2.053	1.996	4.040	4.122	0.282	0.203	0.242
Tb	0.824	0.413	0.370	0.858	0.819	0.041	0.020	0.030
Dy	4.905	2.337	2.153	5.009	4.841	0.262	0.164	0.213
Ho	1.135	0.541	0.478	1.168	1.125	0.071	0.052	0.061
Er	3.360	1.457	1.353	3.360	3.209	0.229	0.178	0.203
Tm	0.542	0.237	0.219	0.555	0.533	0.044	0.037	0.041
Yb	3.606	1.514	1.405	3.546	3.399	0.330	0.279	0.304
Lu	0.557	0.237	0.219	0.565	0.545	0.056	0.048	0.052

注:样品 M3(15)的 Cu 和 Zn 的含量太高,超出微量元素检测上限,存在较大测量误差;M3(15)wy 代表样品 M3(15)的围岩;M3(15)km 代表样品 M3(15)的矿脉;M3(15)原岩为推算结果。

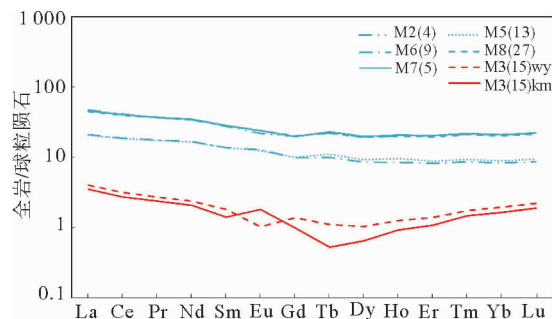


图 5 球粒陨石标准化的东马努斯盆地火山岩 REE 分布曲线(标准化值据文献[48])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of rocks from Eastern Manus Basin

3.3 斜长石电子探针数据

对蚀变岩石样品 M3(15)进行了电子探针分析(见表 4,图 6),发现该样品的基质已经全部蚀变,斜长石部分蚀变,蚀变主要沿着裂隙发生。

4 讨论

4.1 热液硫化物类型和蚀变类型

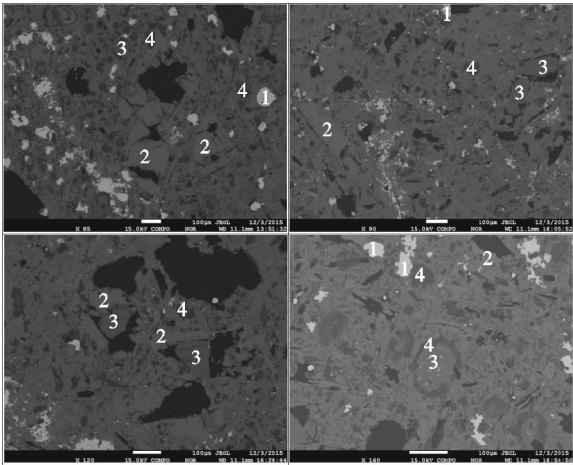
蚀变岩石的 Cu、Zn、Ba 含量均极高,但 Cu 和

Zn 的含量远远超出了 Ba 的含量(表 3),且蚀变岩石的全岩 SiO_2 含量低于新鲜火山岩(表 2),说明本文蚀变火山岩矿物以热液硫化物为主,并含有少量的硫酸盐矿物。由此可以判断,蚀变岩石 M3(15)并不是来自 Desmos 火山口普遍存在的“白烟囱”,而是来自以热液硫化物为主的“黑烟囱”,或者“黑烟囱”已经转变成了“白烟囱”,但蚀变岩石中还保留着“黑烟囱”热液蚀变的产物^[49],具体原因本文不做讨论。根据热液硫化物 Cu、Pb 和 Zn 的含量(将 Cu、Pb、Zn 含量的总和按 100%计算),可以将热液硫化物分为 3 大类:富 Cu 型、Cu-Zn 型和富 Zn 型^[50]。将计算出的含量投到热液硫化物的 Cu-Pb-Zn 三角图(图 7)中可知,样品 M3(15)的围岩和矿脉的热液硫化物均属于富 Cu 型热液硫化物。

岩石在热液条件下产生石英、蛋白石、玉髓等蚀变矿物的作用属于硅化作用。各类岩石从高温到低温都可以发生硅化作用,并且根据不同的硅化程度而显示出不同的元素含量特征^[51]。图 6 中标记为 3 的矿物具有丰富的 SiO_2 含量,其电子探针分析结果如表 4 所示(在表 4 中被描述为硅化的数据为图 6 中标记 3 矿物的分析结果),表中可知,标记 3 矿物的 SiO_2 含量最高可达 83.9%,低的也有 66%,推测岩石发生了硅化作用, SiO_2 含量的多少取决于硅化程度的高低。该矿物电子探针数据总量小于 90,推

表 4 东马努斯蚀变火山岩样品 M3(15)的电子探针分析结果
Table 4 EPMA results of altered rock M3(15) from Eastern Manus Basin

样品	矿物号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	描述
M3(15)	1—8	83.93	1.56	2.62	0.46	0.12	0	0.10	0.11	0.12	0.15	89.16	硅化
M3(15)	1—9	83.68	0.04	2.55	0.03	0.15	0.02	0.11	0.06	0.15	0.16	86.96	硅化
M3(15)	1—11	82.99	0.06	2.78	0.09	0.15	0.01	0.13	0.07	0.06	0.15	86.49	硅化
M3(15)	3—1	83.42	0	2.75	0.07	0.06	0	0.03	1.07	0.51	0.16	88.07	硅化
M3(15)	3—2	66.01	0.04	13.61	0.07	0.42	0.02	0.15	6.80	1.38	0.09	88.58	硅化
M3(15)	4—7	76.27	0	6.88	0.06	0.20	0.02	0.07	2.86	0.88	0.13	87.39	硅化
M3(15)	9—3	53.35	0.05	28.36	0.07	0.92	0	0.12	12.84	4.13	0.13	99.96	长石
M3(15)	10—1	54.91	0.05	27.27	0.08	1.17	0.01	0.17	11.80	4.56	0.17	100.18	长石
M3(15)	10—2	53.49	0.01	27.76	0.06	0.91	0.02	0.16	12.70	4.28	0.16	99.55	长石
M3(15)	10—3	54.37	0.08	28.25	0.07	0.98	0	0.16	12.42	4.36	0.16	100.85	长石
M3(15)	11—3	53.26	0.02	28.66	0.06	0.96	0	0.14	13.36	4.03	0.09	100.57	长石
M3(15)	11—4	53.54	0.09	28.03	0.06	1.10	0.01	0.15	12.45	4.15	0.13	99.71	长石
M3(15)	20—1	53.37	0.08	28.69	0.05	0.85	0	0.15	12.27	4.46	0.15	100.06	长石
M3(15)	20—2	54.00	0.07	27.89	0.04	1.04	0	0.17	11.47	4.66	0.17	99.50	长石
M3(15)	14—1	40.68	1.30	16.11	5.42	0.39	0.02	0.23	0.43	0.35	0.17	65.10	热液
M3(15)	15—1	48.97	0.55	9.32	6.80	0.24	0.01	0.21	0.23	0.19	0.15	66.67	热液
M3(15)	15—2	5.17	0.08	1.33	9.50	0.42	0.02	0.10	0.96	0.20	0.10	17.87	热液
M3(15)	17—1	51.27	0.03	29.11	0.07	0.75	0	0.19	13.79	3.31	0.12	98.64	热液
M3(15)	18—1	40.97	0.07	1.90	15.60	0.77	0.05	0.09	0.58	0.35	0.31	60.69	热液
样品	矿物号	Co	Fe	Pb	Cu	Zn	S	Cl	As	Ni	Total		描述
M3(15)	16—1	0.057	1.003	0	0.033	0.043	0.939	0.178	0.109	0.019	2.381		热液
M3(15)	19—1	0.038	0.638	0.046	0.03	0.011	1.242	0.031	0	0	2.036		热液



1 为钛铁矿,2 为未蚀变斜长石,3 为硅化,
4 为被热液硫化物蚀变的基质
图 6 东马努斯盆地蚀变岩石 M3(15)的背散射照片
Fig. 6 Back scatter images of altered rock M3(15)
from Eastern Manus Basin

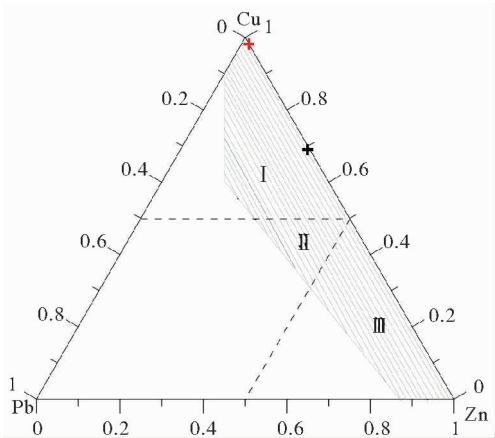


图 7 东马努斯盆地蚀变岩石 M3(15)
的热液硫化物 Cu-Pb-Zn 三角图
(红色标记代表矿脉,黑色代表围岩)
Fig. 7 Cu-Pb-Zn ternary diagram of hydrothermal
sulfide of altered rock sample M3(15)
from Eastern Manus Basin

测是由于蚀变岩石中加入了该条件下电子探针未能检测出的热液成分所致。综上,推测样品 M3(15)的蚀变类型为硅化蚀变。由图 6 可知,斜长石的中间被蚀变成了空洞或者被蚀变矿物充填而外围的轮廓却保持不变,可见岩石或矿物硅化的方向并不是由外而内的,而是沿着裂隙发生的。图 6 中标记为 4 的物质具有一定的硫含量,其电子探针分析结果如表 4 所示(在表 4 中被描述为热液的数据为图 6 中标记 4 矿物的分析结果),推测该物质为被热液硫化物蚀变的基质。

4.2 蚀变岩石的原岩特征

斜长石产生于岩浆结晶的过程中,其形成范围

广,无论在基性或酸性岩浆中都能形成。随着岩浆从基性演化成酸性,斜长石的成分也随之变化,依次为钙长石、培长石、拉长石、中长石、奥长石和钠长石^[52]。表 5 为玄武质安山岩 M6(9)、英安岩 M2(4)和蚀变岩石 M3(15)的斜长石电子探针分析结果,表中可以发现,这 3 种岩石的斜长石牌号均在很小的范围内变化(图 8),推测各岩石样品中的斜长石大约形成于同一时期。由于在岩浆演化的过程中,早期结晶的斜长石容易在岩浆上涌的过程中分离出去,所以推测最后留在岩石中的斜长石为岩浆晚期结晶的共生斜长石。经过计算,样品 M6(9)和 M2(4)的斜长石确实与其基质平衡共生(数据未发表),这也为猜测提供了佐证。

表 5 东马努斯火山岩斜长石电子探针数据分析结果
Table 5 EPMA results of plagioclase from Eastern Manus Basin volcanic rocks

矿物号	M3(15)								M6(9)		
	9-3	10-1	10-2	10-3	11-3	11-4	20-1	20-2	2-1	2-2	14-1
SiO ₂	53.35	54.91	53.49	54.37	53.26	53.54	53.37	54.00	50.69	50.33	49.82
TiO ₂	0.05	0.05	0.01	0.08	0.02	0.09	0.08	0.07	0.02	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	28.36	27.27	27.76	28.25	28.66	28.03	28.69	27.89	29.52	29.82	30.80
Cr ₂ O ₃	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.04	0.01	0.02	0
FeO	0.92	1.17	0.91	0.98	0.96	1.10	0.85	1.04	1.03	0.69	0.74
MnO	0	0.01	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0.02	0.02
MgO	0.12	0.17	0.16	0.16	0.14	0.15	0.15	0.17	0.32	0.22	0.21
CaO	12.84	11.80	12.70	12.42	13.36	12.45	12.27	11.47	14.79	15.15	15.36
Na ₂ O	4.13	4.56	4.28	4.36	4.03	4.15	4.46	4.66	2.61	2.80	2.64
K ₂ O	0.13	0.17	0.16	0.16	0.09	0.13	0.15	0.17	0.13	0.12	0.08
总量	99.96	100.18	99.55	100.85	100.57	99.71	100.06	99.50	99.11	99.20	99.70
Si	2.43	2.49	2.45	2.45	2.41	2.44	2.42	2.46	2.34	2.32	2.29
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.52	1.46	1.50	1.50	1.53	1.51	1.54	1.50	1.60	1.62	1.67
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ca	0.63	0.57	0.62	0.60	0.65	0.61	0.60	0.56	0.73	0.75	0.76
Na	0.36	0.40	0.38	0.38	0.35	0.37	0.39	0.41	0.23	0.25	0.24
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
阳离子总数	4.98	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	4.99	5.00
An	0.63	0.58	0.62	0.61	0.64	0.62	0.60	0.57	0.75	0.74	0.76
Ab	0.36	0.41	0.38	0.38	0.35	0.37	0.39	0.42	0.24	0.25	0.24
Or	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
斜长石牌号	63	58	62	61	63	62	60	57	75	74	76

续表 5

矿物号	M6(9)				M2(4)						
	6—1	10—5	12—17	30—3	6—1	11—1	11—3	20—2	20—9	6—1	37—1
SiO ₂	50.57	50.70	48.94	51.41	61.08	57.08	56.84	57.40	57.66	59.93	57.69
TiO ₂	0.05	0	0.01	0	0.03	0.02	0.06	0.01	0.04	0.06	0
Al ₂ O ₃	29.57	29.67	30.53	30.82	24.61	26.17	26.12	25.88	25.31	24.17	25.69
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0	0.06	0.02	0.01	0.03	0	0.02	0	0.04
FeO	0.82	0.86	0.74	0.76	0.31	0.43	0.48	0.43	0.42	0.72	0.40
MnO	0	0.01	0.05	0.06	0	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.21	0.20	0.21	0.22	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04
CaO	15.02	15.15	16.09	14.60	6.61	8.82	8.97	8.85	7.87	6.99	8.22
Na ₂ O	2.79	2.78	2.15	3.11	7.52	6.42	6.33	6.43	6.87	7.53	6.68
K ₂ O	0.06	0.08	0.08	0.10	0.26	0.23	0.22	0.18	0.21	0.31	0.23
总量	99.09	99.46	98.78	101.12	100.45	99.23	99.08	99.22	98.45	99.77	99.01
Si	2.33	2.33	2.27	2.32	2.71	2.58	2.58	2.60	2.62	2.69	2.61
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.61	1.61	1.67	1.64	1.29	1.40	1.40	1.38	1.36	1.28	1.37
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.74	0.75	0.80	0.71	0.31	0.43	0.44	0.43	0.38	0.34	0.40
Na	0.25	0.25	0.19	0.27	0.65	0.56	0.56	0.56	0.61	0.65	0.59
K	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
阳离子总数	4.99	4.99	4.99	4.99	4.98	5.01	5.00	5.00	5.00	5.01	5.00
An	0.75	0.75	0.80	0.72	0.42	0.43	0.43	0.43	0.38	0.33	0.40
Ab	0.25	0.25	0.19	0.28	0.57	0.56	0.55	0.56	0.60	0.65	0.59
Or	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
斜长石牌号	75	75	80	72	42	43	43	43	38	33	40

表 5 计算了样品 M6(9)、M2(4)和 M3(15)中斜长石的牌号,玄武质安山岩 M6(9)、英安岩 M2(4)和蚀变岩石 M3(15)的斜长石牌号分别为 72-80、33-43 和 57-63,分别属于培长石、中长石和拉长石。已知这 3 个样品的斜长石与其所在岩石或原岩的基质是平衡的,又从 Kamenetsky 等^[8], Park 等^[9]和 Sinton 等^[10]的文献中发现,从基性到酸性,东马努斯盆地火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成基本一致,说明东马努斯盆地岩浆在演化的过程中只经历了部分熔融或结晶分异,并没有其他体系物质的加入。于是猜测位于同一地区蚀变样品 M3(15)的原岩、M6(9)和 M2(4)也经历了相同的过程。那么,根据样品 M3(15)的斜长石牌号处于其他二者

之间就可以推测出其原岩性质处于这二者之间,即样品 M3(15)原岩的地球化学成分处于样品 M6(9)和 M2(4)之间。再根据样品 M3(15)的斜长石牌号大致为这二者的平均值,推测其成分大概为二者的平均值。由此,可将蚀变岩石样品 M3(15)的原岩主微量成分大概的估算出来,如表 2、表 3。表中可知,蚀变岩石原岩性质为安山岩。

4.3 蚀变岩石元素迁移特征

蚀变岩石与其原岩相应组分的对比可以一定程度上反映水岩相互作用过程中元素的活动性^[53]。本文通过使用 Grant^[54]的等地球化学浓度图法来计算蚀变岩石的主微量元素在热液蚀变过程中的迁移

量,从而探究元素的迁移规律。

等地球化学浓度图的建立需要一条等浓度线,等浓度线的上方为元素的富集、下方为元素的亏损。等浓度线的拟合需要借助 Al_2O_3 、 TiO_2 、 P_2O_5 、Zr、Hf、Nb 和 Ta 这些不活动组分^[54-58]。这里,使用蚀变围石(M3(15)wy)和其原岩的不活动元素来拟合最佳等浓度方程。公式参照祁冬梅等^[53]和 Grant^[54]:

$$C^A = (C_{\text{im}}^A/C_{\text{im}}^O) C^O \quad (1)$$

其中 C^O 代表原岩不活动组分的浓度, C^A 代表蚀变围岩不活动组分的浓度。im 代表 Al_2O_3 、 TiO_2 、 P_2O_5 、Zr、Hf、Nb 和 Ta 这些不活动组分。

公式(1)的两边同时除以 C_i 得到:

$$\frac{C_i^A}{C_i^O} = \frac{M_{\text{im}}^O}{M_{\text{im}}^A} \left(\frac{C_i^O}{C_i^O} + \frac{\Delta C_i}{C_i^O} \right) \quad (2)$$

整理公式(2)得:

$$(\Delta C_i/C_i^O) \times 100 = 1 / (C_{\text{im}}^A/C_{\text{im}}^O) (C_i^A/C_i^O) - 1 \quad (3)$$

公式(3)中, $(C_{\text{im}}^A/C_{\text{im}}^O)$ 代表公式(1)的斜率; $(\Delta C_i/C_i^O) \times 100$ 为蚀变岩相对于原岩组分 i 的百分比。

图 9 为样品 M3(15)wy 的等浓度图及其相应组分的亏损与富集柱状图。由图 9a0 可知,等浓度图的最佳拟合等浓度线的斜率为 0.4,即公式(1)的斜率 $(C_{\text{im}}^A/C_{\text{im}}^O) = 0.4$ 。又 $(C_{\text{im}}^A/C_{\text{im}}^O) = (M_{\text{im}}^O/M_{\text{im}}^A)$,所以 $(M_{\text{im}}^A/M_{\text{im}}^O) = 2.5$ 。这说明在热液蚀变的过程中,蚀变岩石的质量增加了 150%。

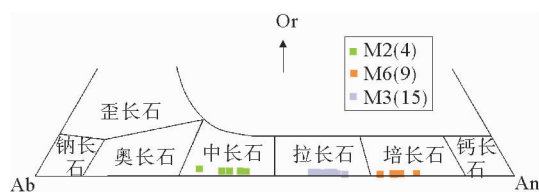


图 8 东马努斯火山岩的斜长石 Or-An-Ab 三角图(据文献[59])

Fig. 8 Or-An-Ab ternary diagram for plagioclases of Eastern Manus Basin volcanic rocks

由于蚀变围岩中 Cu、Pb、Zn、Ga、Sr 和 Ba 的含量太高,Cu 的含量超过了 $10\,000 \times 10^{-6}$,Pb、Zn、Ga、Sr 和 Ba 的含量均超过了 100×10^{-6} ,故没有将它们放入等浓度图及柱状图(图 9)中。由于 Cd 的富集程度太高,为原岩的 243.6 倍,也未放入图中。

若将元素富集 10 倍(亏损 90%)以上定义为超强烈富集(亏损)、2~10 倍(90%~60%)为强烈富

集(亏损)、1~2 倍(60%~40%)为中等富集(亏损)、0.1~1 倍(40%~10%)为轻微富集(亏损)、0.1 倍(10%)以下为不活动组分,那么,综合图 9 可知,蚀变围岩元素超强烈富集 Cu、Zn、Ga、Sr、Cd、Ba 和 Pb,强烈富集 Ti、V、Mn、Co、Ni、Mo 和 U,中等富集 Si 和 Fe;轻微富集 Sc、Cr、Nb、Ta、W 和 Bi;超强烈亏损 Be 和 Ca;强烈亏损 Li、Na、Mg、K、Rb、REE 和 Y;轻微亏损 Zr、Cs、Th;不活动组分 Al、P 和 Hf。

4.4 影响元素迁移过程的因素

4.4.1 造岩元素

于造岩元素(Si、Al、Mg、Ca、Na、K)而言,蚀变围岩富集元素 Si;亏损 Mg、Ca、Na 和 K;既不富集也不亏损 Al。由于蚀变围岩 M3(15)的蚀变类型为硅化蚀变(图 6),因此,认为 Si 的富集与硅化蚀变带入的 Si 有关。Maclean 等^[60]提到热液蚀变分为 5 个阶段:硅化阶段、绿泥石化阶段、 Na_2O 和 CaO 丢失阶段、石英全部滤出阶段和绿泥石中的 $\text{Fe}_{12}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_{16}$ 全部滤出阶段。样品 M3(15)中石英的存在说明蚀变还未完成第 4 阶段。样品 M3(15) Na_2O 和 CaO 的亏损说明蚀变已经到达了第 3 阶段。M3(15)围岩和矿脉的烧失量分别为 1.81% 和 10.54%(表 2),大于其他样品的烧失量,可能与第 2 阶段的绿泥石化有关。在绿泥石中, Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 占据着同一个晶格位置,Fe 含量的升高会导致 Mg 含量的降低,因此,样品 M3(15)中 Mg 的亏损可能与 Fe 的富集有关。Maclean 等^[60]还提到,热液蚀变中, Al_2O_3 属于不活动组分,这是 Al 既不富集也不亏损的原因。K 极易失去外层电子而成一价阳离子,极易溶于流体中并随流体发生迁移,它的亏损可能与其在流体中的强活动性有关。

4.4.2 铁族元素、钨钼族元素、亲铜成矿元素和分散元素

铁族元素(Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni)在蚀变围岩都发生了富集。样品 M3(15)的电子探针分析发现有钛铁矿(图 6),因此,认为 Ti 和 Fe 的富集与成矿作用有关。 Cr^{3+} 与 Fe^{3+} 的离子半径相近,它们之间可进行广泛的类质同象,形成铬铁矿。Co、Ni 具有很强的亲硫性,易与 S 结合形成硫化物及硫砷化物等。 Mn^{2+} 可于 S^{2-} 结合形成硫锰矿。 V_2O_3 、 Ti_2O_3 可在一定条件下占据磁铁矿晶格中 Fe_2O_3 的地位,形成钒钛磁铁矿等^[61]。这说明铁族元素的富集可能均与成矿作用有关。

钨钼族元素(W、Mo、Bi)都发生了富集。Mo 有

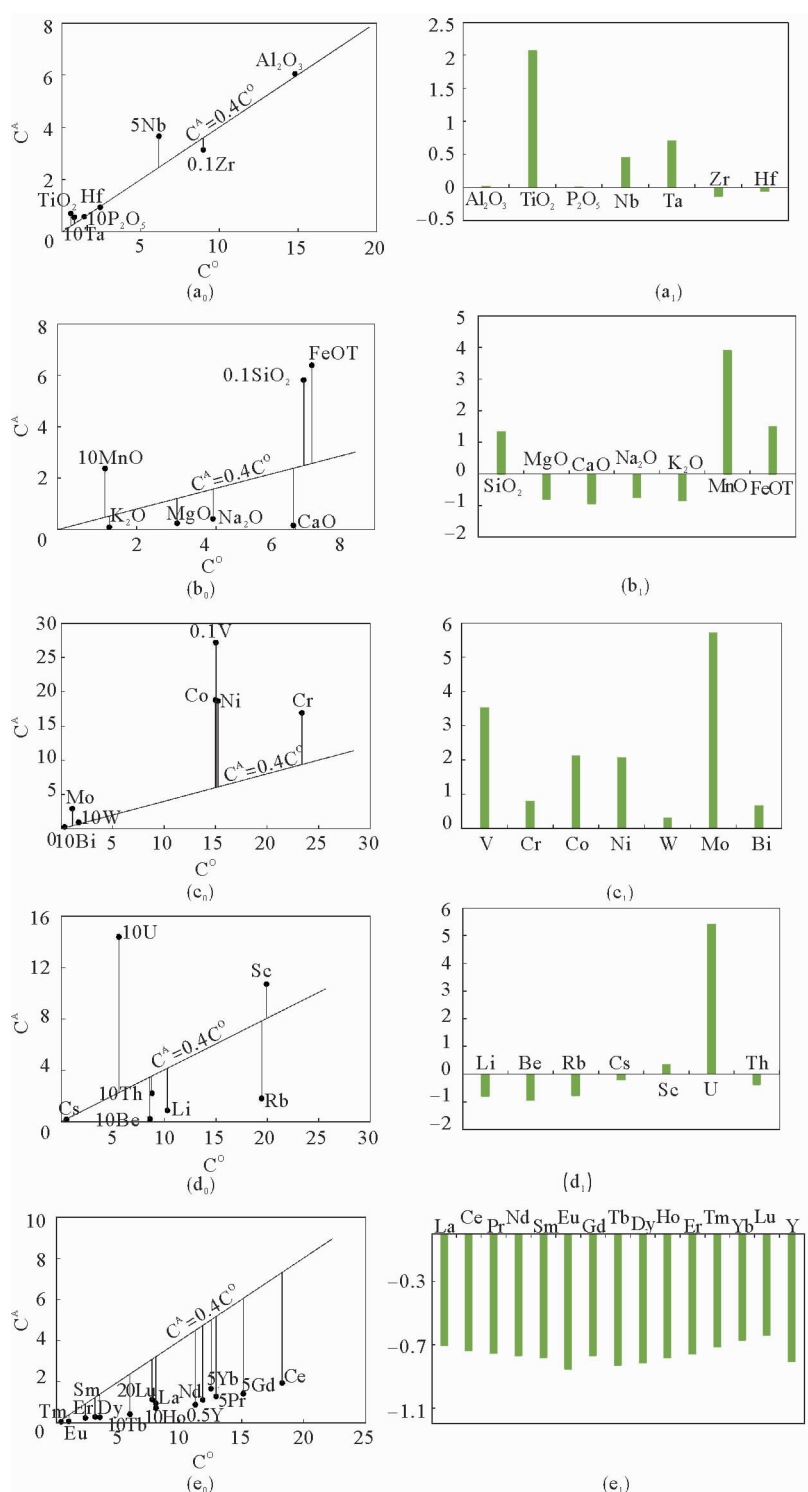


图 9 蚀变岩石 M3(15)wy 的等浓度图及其相应组分的亏损与富集柱状图
(氧化物投图以%为单位,微量元素以 10^{-6} 为单位)

Fig. 9 Isocon diagram of the altered rock sample M3(15)wy showing gains and losses of selected elements during hydrothermal alteration as calculated from isocon diagram method

很强的亲硫性,容易与 S^{2-} 结合,形成辉钼矿。W 与 Mo 的化学及结晶化学性质相似,可以类质同象的形式存在辉钼矿中。Bi 主要分布在硫化物中,容易与 S^{2-} 结合形成辉铋矿。因此,钨钼族元素的富集也

都与成矿作用有关。

亲铜成矿元素(Cu、Pb、Zn)是蚀变岩石超强烈富集的元素,分别与 S 结合形成黄铜矿、方铅矿、闪锌矿^[62,63],其富集原因与成矿作用有关。

分散元素 (Sr、Ba、Cd、Ga) 也都发生了富集。Cd、Ga 与 Zn 的化学及结晶化学性质极相似,它们能以类质同象的方式进入闪锌矿的晶格中^[61],富集成矿。Sr 和 Ba 在蚀变围岩中的含量特别高,猜测其与热液中的 SO_4^{2-} 相结合,分别形成了天青石和重晶石,富集在蚀变围岩中。因此,分散元素的富集也都与成矿作用有关。

4.4.3 稀有稀土元素和 Y

于稀有元素 (Li、Be、Rb、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、Sc) 而言,蚀变围岩富集元素 Sc、Nb 和 Ta;亏损 Li、Be、Rb、Cs 和 Zr;不亏损也不富集 Hf。在热液成因形成的 W 矿内,Sc 是典型的伴生元素。Mo 与 Nb、Ta、W 的类质同象关系最为密切。通常,Nb、Ta、W 以类质同象的形式存在辉钼矿中^[61]。所以, Nb、Ta、Sc 的富集可能与成矿作用有关。Be 很容易进入到硅酸盐的矿物晶格中,类质同象置换 Si^[61]。Be 的超强烈亏损很可能是因为 Be 随着一些硅酸盐矿物被热液蚀变带走,但 Si 以硅化作用的形式留了下来,而 Be 却流失了。碱性元素 Li、Rb、Cs 极易失去外层电子而成一价阳离子,它们在自然界中可形成含氧酸盐和氯化物,不形成硫化物和氧化物。这些元素极易溶于流体中并随流体发生迁移,它们的亏损可能与其在流体中的强活动性有关。Maclean 等^[60]和 Humphris 等^[64]研究表明 Hf 为不活动组分,所以它在蚀变岩石中既不富集也不亏损。Zr 和 Hf 的化学及地球化学性质相近,Zr 的轻微亏损可能与 Zr^{4+} 在液体中的迁移有关。

于稀有元素和 Y 而言,蚀变围岩强烈亏损 REE 和 Y。REE 通常被认为是比较稳定的,但越来越多的报道证明这些元素在热液流体中是可以发生迁移的^[65-69]。Douville 等^[46]发现热液体系中络合剂 Cl^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 等的存在有利于 REE 的迁移。因此,认为 REE 的亏损与热液体系中赋存的络合剂有关。Y 的化学性质及地球化学性质与 REE 相似,因此,Y 也呈现出强烈亏损的特征。在蚀变岩石中,围岩出现了 Eu 的负异常,矿脉出现了 Eu 的正异常 (图 5)。由于 Eu 广泛存在于长英质矿物中^[70,71],所以我们认为围岩中 Eu 的负异常与斜长石的蚀变有关。Lottermoser^[72]发现 Eu 的正异常经常出现在含有大量硫化物的矿石和化学沉淀物中,认为长英质矿物中的 Eu 在低温水-岩交换的过程中被活化,富集在含矿热液中和它们的沉淀物中,因此,认为矿脉中 Eu 的正异常与 Eu 的活化作用有关。

4.4.4 放射性元素和 P

于放射性元素 (U、Th) 而言,蚀变围岩强烈富

集 U;超强烈亏损 Th。在碱性溶液中,U 以硅酸盐络合物 $n\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{UO}_2 \cdot m\text{SO}_2$ 形式迁移,当 PH 减小或与围岩作用析出石英时, UO_2 也以沥青铀矿的形式随之析出。因此,石英常与铀矿物密切共生,脉旁围岩也往往表现出强烈的硅化现象^[61]。这一硅化现象与样品 M3(15)表现的特征一致 (图 6),说明 U 的富集与成矿作用有关。U 和 Th 的类质同象关系密切,经常以类质同象的形式相互替换。但当 U 以沥青铀矿的形式出现时,几乎不含 Th 等类似同象混入物。这可能是 U 单独富集的原因。Th 属于大离子亲石元素,它的亏损可能与本身容易随流体迁移的性质有关。

蚀变围岩不亏损也不富集 P。祁冬梅等^[53]提到 P 为不活动元素,因此,它在蚀变围岩中的含量保持不变。

综上,影响本文蚀变围岩元素迁移的因素可能有以下 3 个:成矿作用、交代作用 (绿泥石化、硅化) 和元素在流体中的活动性。铁族元素、钨钼族元素、亲铜成矿元素、分散元素、部分稀有元素 (Nb、Ta、Sc) 和放射性元素 U 的富集可能均与成矿作用有关;部分造岩元素 (Si、Mg、Ca、Na) 和稀有元素 Be 的富集与亏损可能与热液的交代作用有关;造岩元素 Al 和 K、部分稀有元素 (Li、Rb、Cs、Zr、Hf)、REE 和 Y、放射性元素 Th 和 P 的迁移可能与它们在流体中的活动性有关。

5 结论

(1) 在东马努斯盆地,M3(15)站位蚀变岩石的热液硫化物主要由黄铜矿、方铅矿和闪锌矿组成,其中 Cu 含量最高,属于富 Cu 型热液硫化物;岩石蚀变区 SiO_2 含量极高,推测蚀变类型为硅化蚀变。

(2) 通过对斜长石电子探针数据的分析,推测原岩主微量元素含量可能是同区玄武质安山岩和英安岩总含量的平均值,原岩性质为安山岩。

(3) 通过蚀变岩石与原岩 (推测的) 成分的对比可以发现,在热液蚀变的过程中,蚀变岩石的质量增加了 150%,其中元素 Cu、Zn、Ga、Sr、Cd、Ba 和 Pb 超强烈富集,Ti、V、Mn、Co、Ni、Mo 和 U 强烈富集,Si 和 Fe 中等富集;Sc、Cr、Nb、Ta、W 和 Bi 轻微富集;Be 和 Ca 超强烈亏损;Li、Na、Mg、K、Rb、REE 和 Y 强烈亏损;Zr、Cs 和 Th 轻微亏损;Al、P 和 Hf 为不活动组分。

(4) 影响蚀变岩石元素迁移的因素可能有成矿作用、交代作用 (绿泥石化、硅化) 和元素在流体中的

活动性。其中铁族元素、钨钼族元素、亲铜成矿元素、分散元素、部分稀有元素(Nb、Ta、Sc)和放射性元素U的富集可能均与成矿作用有关;部分造岩元素(Si、Mg、Ca、Na)和稀有元素Be的富集与亏损可能与热液的交代作用有关;造岩元素Al和K、部分稀有元素(Li、Rb、Cs、Zr、Hf)、REE和Y、放射性元素Th和P的迁移可能与它们在流体中的活动性有关。

参考文献(References)

- [1] Yang K H, Scott S D. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system[J]. *Nature*, 1996, 383(6599): 420-423.
- [2] Yang K H, Scott S D. Magmatic Fluids as a Source of Metals in Seafloor Hydrothermal Systems[M]//Christie D M, Fisher C R, Lee S M, et al. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2006: 163-184.
- [3] Sun W D, Arculus R J, Kamenetsky V S, et al. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization[J]. *Nature*, 2004, 431(7011): 975-978.
- [4] Simmons S F, Brown K L. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid formation of a giant ore deposit[J]. *Science*, 2006, 314(5797): 288-291.
- [5] Reeves E P, Seewald J S, Saccocia P, et al. Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(4): 1088-1123.
- [6] de Ronde C E J. Fluid Chemistry and Isotopic Characteristics of Seafloor Hydrothermal Systems and Associated VMS Deposits: Potential for Magmatic Contributions[M]//Thompson J F H. *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Canada: Mineralogical Association of Canada, 1995: 479-509.
- [7] Ishibashi J I, Urabe T. Hydrothermal Activity Related to Arc-backarc Magmatism in the Western Pacific[M]//Taylor B. *Backarc Basins*. New York, US: Springer, 1995: 451-495.
- [8] Kamenetsky V S, Binns R A, Gemmell J B, et al. Parental basaltic melts and fluids in eastern Manus backarc basin: implications for hydrothermal mineralisation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 184(3-4): 685-702.
- [9] Park S H, Lee S M, Kamenov G D, et al. Tracing the origin of subduction components beneath the South East rift in the Manus Basin, Papua New Guinea[J]. *Chemical Geology*, 2010, 269(3-4): 339-349.
- [10] Sinton J M, Ford L L, Chappell B, et al. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(1): 159-195.
- [11] Yang B J, Zeng Z G, Wang X Y, et al. Pourbaix diagrams to decipher precipitation conditions of Si-Fe-Mn-oxyhydroxides at the PACMANUS hydrothermal field[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(12): 58-66.
- [12] Zeng Z G, Chen S, Wang X Y, et al. Mineralogical and micro-morphological characteristics of Si-Fe-Mn oxyhydroxides from the PACMANUS hydrothermal field, Eastern Manus Basin[J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(12): 2039-2048.
- [13] Zeng Z G, Ouyang H G, Yin X B, et al. Formation of Fe-Si-Mn oxyhydroxides at the PACMANUS hydrothermal field, Eastern Manus Basin: mineralogical and geochemical evidence[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 60: 130-146.
- [14] 杨宝菊. 东马努斯海盆 PACMANUS 热液区 Si-Fe-Mn 氧化物的形成机制及其对热液活动的指示[D]. 中国科学院(海洋研究所)硕士学位论文, 2015. [YANG Baoju. The forming mechanism of Si-Fe-Mn oxides and implications for hydrothermal activity at the PACMANUS hydrothermal field, Eastern Manus Basin[D]. Master's Thesis of Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2015.]
- [15] 杨宝菊, 曾志刚, 殷学博, 等. PACMANUS 热液区 Fe-Si-Mn 羟基氧化物的成因及地球化学特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2016, 36(3): 69-80. [YANG Baoju, ZENG Zhigang, YIN Xuebo, et al. The origin and geochemical characteristics of Fe-Si-Mn oxyhydroxides at PACMANUS hydrothermal field[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2016, 36(3): 69-80.]
- [16] Beaudoin Y, Scott S D, Gorton M P, et al. Effects of hydrothermal alteration on Pb in the active PACMANUS hydrothermal field, ODP Leg 193, Manus Basin, Papua New Guinea: a LA-ICP-MS study[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(17): 4256-4278.
- [17] Beaudoin Y, Scott S D. Pb in the PACMANUS sea-floor hydrothermal system, eastern Manus Basin: numerical modeling of a magmatic versus leached origin[J]. *Economic Geology*, 2009, 104(5): 749-758.
- [18] Craddock P R, Bach W, Seewald J S, et al. Rare earth element abundances in hydrothermal fluids from the Manus Basin, Papua New Guinea: indicators of sub-seafloor hydrothermal processes in back-arc basins[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(19): 5494-5513.
- [19] Pašava J, Vymazalová A, Petersen S, et al. PGE distribution in massive sulfides from the PACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 2004, 39(7): 784-792.
- [20] Moss R, Scott S D. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the eastern Manus Basin, Papua New Guinea[J]. *The Canadian Mineralogist*, 2001, 39(4): 957-978.
- [21] Sun W D, Binns R A, Fan A C, et al. Chlorine in submarine volcanic glasses from the eastern Manus basin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(6): 1542-1552.
- [22] 马瑶. 东马努斯弧后盆地岩浆岩地球化学特征及其对热液活动中 Cu 的物质供给研究[D]. 中国科学院(海洋研究所)博士

- 学位论文,2016. [MA Yao. Geochemistry of igneous rocks and material contribution of Cu to seafloor hydrothermal system in eastern Manus Basin[D]. Doctoral Dissertation of Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences,2016.]
- [23] Fourre E, Jean-Baptiste P, Charlou J L, et al. Helium isotopic composition of hydrothermal fluids from the Manus back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. *Geochemical Journal*, 2006,40(3):245-252.
- [24] Kim J, Lee I, Lee K Y. S, Sr, and Pb isotopic systematics of hydrothermal chimney precipitates from the Eastern Manus Basin, western Pacific: evaluation of magmatic contribution to hydrothermal system[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004,109(B12),doi:10.1029/2003JB002912.
- [25] Roberts S, Bach W, Binns R A, et al. Contrasting evolution of hydrothermal fluids in the PACMANUS system, Manus Basin; the Sr and S isotope evidence[J]. *Geology*, 2003, 31(9):805-808.
- [26] Wilckens F, Kasemann S A, Bach W, et al. Boron and lithium isotope compositions of acid-sulfate fluids from the Eastern Manus Basin, Papua New Guinea [C]//Goldschmidt, 2015.
- [27] Scott S D, Binns R A. Hydrothermal processes and contrasting styles of mineralization in the western Woodlark and eastern Manus basins of the western Pacific[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1995, 87(1): 191-205.
- [28] Gemmell J B, Binns R A, Parr J M. Submarine, high sulfidation alteration within DESMOS caldera, Manus Basin, PNG[C]//Mineral Deposits: Processes to Processing; Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium. Rotterdam;Balkema,1999;503-506.
- [29] Lackschewitz K S, Devey C W, Stoffers P, et al. Mineralogical, geochemical and isotopic characteristics of hydrothermal alteration processes in the active, submarine, felsic-hosted PACMANUS field, Manus Basin, Papua New Guinea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,2004,68(21):4405-4427.
- [30] Taylor B. Bismarck Sea: evolution of a back-arc basin[J]. *Geology*,1979,7(4):171-174.
- [31] Phinney E J, Mann P, Coffin M F, et al. Sequence stratigraphy, structure, and tectonic history of the southwestern Ontong Java Plateau adjacent to the North Solomon Trench and Solomon Islands Arc[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999,104(B9):20449-20466.
- [32] Exon N F, Stewart W D, Sandy M J, et al. Geology and offshore petroleum prospects of the eastern New Ireland Basin, northeastern Papua New Guinea[J]. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*,1986,10(1):39-51.
- [33] Woodhead J D, Eggins S M, Johnson R W. Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes[J]. *Journal of Petrology*,1998,39(9):1641-1668.
- [34] Martinez F, Taylor B. Backarc spreading, rifting, and microplate rotation, between transform faults in the Manus Basin [J]. *Marine Geophysical Researches*,1996,18(2-4):203-224.
- [35] Both R, Crook K, Taylor B, et al. Hydrothermal chimneys and associated fauna in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea[J]. *EOS, Transactions American Geophysical Union*,1986,67(21):489-490.
- [36] Tufar W. Modern hydrothermal activity, formation of complex massive sulfide deposits and associated vent communities in the Manus back-arc basin (Bismarck Sea, Papua New Guinea)[J]. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*,1989,82:183-210.
- [37] Lisitsyn A P, Crook K A W, Bogdanov Y A, et al. A hydrothermal field in the rift zone of the Manus Basin, Bismarck Sea[J]. *International Geology Review*,1993,35(2):105-126.
- [38] Binns R A, Scott S D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea[J]. *Economic Geology*,1993,88(8):2226-2236.
- [39] Binns R A, Barriga F J A S, Miller D J. Leg 193 synthesis: anatomy of an active felsic-hosted hydrothermal system, eastern Manus basin, Papua new guinea[C]//Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results. College Station, TX: Ocean Drilling Program,2007:1-71.
- [40] Gamo T, Sakai H, Ishibashi J, et al. Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH₄, Mn, Al and ph anomalies [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*,1993,40(11-12):2335-2349.
- [41] Gamo T, Okamura K, Charlou J L, et al. Acidic and sulfate-rich hydrothermal fluids from the Manus back-arc basin, Papua New Guinea[J]. *Geology*,1997,25(2):139-142.
- [42] Gamo T, Ishibashi J, Tsunogai U, et al. Unique geochemistry of submarine hydrothermal fluids from arc-back-arc settings of the Western Pacific[M]//Christie D M, Fisher C R, Lee S M, et al. Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Washington D C: American Geophysical Union, 2006: 147-161.
- [43] Auzende J M, Hashimoto J, Fiala-Médioni A, et al. In situ geological and biological study of two hydrothermal zones in the Manus Basin (Papua New Guinea) [J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Séries IIA Earth and Planetary Sciences*,1997,325(8):585-591.
- [44] Binns R A, Scott S D, Gemmell J B, et al. The SuSu Knolls hydrothermal field, eastern Manus Basin, Papua New Guinea [J]. *EOS, Transactions American Geophysical Union*,1997, 78:46.
- [45] Auzende J M, Ishibashi J, Beaudoin Y, et al. The eastern and western tips of Manus Basin (Papua, New Guinea) explored by submersible: MANAUTE cruise[J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Séries IIA Earth and Planetary Sciences*,2000,331(2):119-126.
- [46] Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,1999,63(5): 627-643.

- [47] 黄朋. 冲绳海槽火山活动及其构造意义[D]. 中国科学院(海洋研究所)博士学位论文, 2005. [HUANG Peng. The volcanic activities and their implications in the Okinawa Trough [D]. Doctoral Dissertation of Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2005.]
- [48] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 1995, 120(3-4): 223-253.
- [49] 张德玉, 陈穗田, 王冠荣, 等. 马里亚纳海槽热液硅质烟囱矿物学及地球化学研究[J]. *海洋学报*, 1992, 14(4): 61-68. [ZHANG Deyu, CHEN Suitian, WANG Guanrong, et al. Mineralogy and geochemistry characteristic of silica chimney from hydrotherm area in Mariana Trench[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1992, 14(4): 61-68.]
- [50] 曾志刚, 陈代庚, 殷学博, 等. 东太平洋海隆 13° N 附近热液硫化物中的元素, 同位素组成及其变化[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39(12): 1780-1794. [ZENG Zhigang, CHEN Daigeng, YIN Xuebo, et al. Elemental and isotopic compositions of the hydrothermal sulfide on the East Pacific Rise near 13° N[J]. *Science China Earth Sciences*, 2010, 53(2): 253-266.]
- [51] 陈永权, 蒋少涌, 周新源, 等. 塔里木盆地寒武系层状硅质岩与硅化岩的元素, $\delta^{30}\text{Si}$, $\delta^{18}\text{O}$ 地球化学研究[J]. *地球化学*, 2010, 39(2): 159-170. [CHEN Yongquan, JIANG Shaoyong, ZHOU Xinyuan, et al. $\delta^{30}\text{Si}$, $\delta^{18}\text{O}$ and elements geochemistry on the bedded siliceous rocks and cherts in dolostones from Cambrian strata, Tarim Basin[J]. *Geochimica*, 2010, 39(2): 159-170.]
- [52] 赵珊草. 结晶学及矿物学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2004: 385-392. [ZHAO Shanrong. *Crystallography and Mineralogy* [M]. Beijing: High Education Press, 2004: 385-392.]
- [53] 祁冬梅, 周汉文, 宫勇军, 等. 岩石热液蚀变作用过程元素的活动性——河南祁雨沟金矿 IV 号岩体蚀变花岗斑岩的研究[J]. *岩石学报*, 2015, 31(9): 2655-2673. [QI Dongmei, ZHOU Hanwen, GONG Yongjun, et al. Element mobility during the fluid-rock hydrothermal alteration: evidence from altered porphyritic granite in IV pipe of the Qiyugou gold deposit, Henan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2015, 31(9): 2655-2673.]
- [54] Grant J A. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration[J]. *Economic Geology*, 1986, 81(8): 1976-1982.
- [55] Costa U R, Barnett R L, Kerrich R. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec; hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool; evidence from geochemistry, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry [J]. *Economic Geology*, 1983, 78(6): 1144-1203.
- [56] Gong Q J, Deng J, Yang L Q, et al. Behavior of major and trace elements during weathering of sericite-quartz schist[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42(1-2): 1-13.
- [57] Troll V R, Sachs P M, Schmincke H U, et al. The REE-Ti mineral chevkinite in comenditic magmas from Gran Canaria, Spain; a SYXRF-probe study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2003, 145(6): 730-741.
- [58] Hynes A. Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, 75(1): 79-87.
- [59] 陈子琪, 蒋少涌, 徐耀明, 等. 江西九瑞矿集区郎君山第三纪玄武岩的成因与岩浆演化: 来自辉石和长石的矿物学证据[J]. *岩石学报*, 2015, 31(3): 686-700. [CHEN Ziqi, JIANG Shaoyong, XU Yaoming, et al. Petrogenesis and magma evolution of Tertiary basalts from the Langjunshan area in the Jiurui mineralization district, Jiangxi Province: evidence from pyroxene and feldspar[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2015, 31(3): 686-700.]
- [60] MacLean W H, Kranidiotis P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec[J]. *Economic Geology*, 1987, 82(4): 951-962.
- [61] 刘英俊. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984. [LIU Yingjun. *Geochemistry of Elements* [M]. Beijing: Science Press, 1984.]
- [62] 杨超, 唐菊兴, 王艺云, 等. 西藏铁格隆南浅成低温热液型-斑岩型 Cu-Au 矿床流体及地质特征研究[J]. *矿床地质*, 2014, 33(6): 1287-1305. [YANG Chao, TANG Juxing, WANG Yiyun, et al. Fluid and geological characteristics researches of Southern Tiegelong epithermal porphyry Cu-Au deposit in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 2014, 33(6): 1287-1305.]
- [63] 薛春纪, 赵晓波, 莫宣学, 等. 西天山巨型铜铅锌成矿带构造矿演化和找矿方向[J]. *地质学报*, 2014, 88(12): 2490-2531. [XUE Chunji, ZHAO Xiaobo, MO Xuanxue, et al. tectonic-metallogenic evolution of Western Tianshan Giant Au-Cu-Zn-Pb metallogenic belt and prospecting orientation [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2014, 88(12): 2490-2531.]
- [64] Humphris S E, Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42(1): 127-136.
- [65] Juteau T, Noack Y, Whitechurch H. Mineralogy and geochemistry of alteration products in holes 417a and 417d basement samples (Deep Sea Drilling Project Leg 51)[J]. 1979, 53(2): 1273-1297.
- [66] Ludden J N, Thompson G. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, 43(1): 85-92.
- [67] Morgan J W, Wandless G A. Rare earth element distribution in some hydrothermal minerals; evidence for crystallographic control[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1980, 44(7): 973-980.
- [68] Exley R A. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals; implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 48(1): 97-110.
- [69] Vidal P, Cocherie A, Le Fort P. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982, 46(11): 2279-

- 2292.
- [70] Campbell I H, Coad P, Franklin J M, et al. Rare earth elements in volcanic rocks associated with Cu-Zn massive sulfide mineralization: a preliminary report[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1982, 19(3): 619-623.
- [71] Campbell I H, Leshner C M, Coad P, et al. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits[J]. Chemical Geology, 1984, 45(3-4): 181-202.
- [72] Lottermoser B G. Rare earth element study of exhalites within the Willyama supergroup, Broken Hill Block, Australia [J]. Mineralium Deposita, 1989, 24(2): 92-99.

CHARACTERISTICS AND INFLUENCE FACTORS OF ELEMENT MIGRATION OF HYDROTHERMAL ALTERED ROCK IN EASTERN MANUS BASIN

ZHAO Xia^{1,2}, HUANG Peng¹, HU Ningjing³, KONG Juanjuan^{1,2},
LIAO Renqiang^{1,2}, WANG Xiong^{1,2}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049;

3. Key Laboratory of Marine Sedimentary and Environmental Geology, the First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061)

Abstract: Five fresh and one altered volcanic rock samples from Eastern Manus Basin were chosen as research materials in this study. The major and trace elements of the bulk samples and the in-situ plagioclase of these rocks are analyzed. Comparative studies of altered rock and fresh rocks are carried out to explore the characteristics and influence factors of element migration during the hydrothermal alteration. As results, the hydrothermal sulfide of altered rock is a sort of copper-rich sulfide which mainly composed of chalcopyrite, sphalerite and ilmenite. Silicified alteration is the main type of alteration as the SiO₂ content is extremely high in the altered area. The contents of major and trace elements of the altered rock change around the average of the content of basaltic andesite and dacite. Andesite is believed the protolith of the altered rock. During the process of hydrothermal alteration, the mass of the altered rock is increased by 150%. The altered rock is most enriched by the elements of Cu, Zn, Ga, Sr, Cd, Ba and Pb, enriched by Ti, V, Mn, Co, Ni, Mo and U, less enriched by Si and Fe, and least enriched by Sc, Cr, Nb, Ta, W and Bi. The altered rock is most depleted by Be and Ca, more depleted by Li, Na, Mg, K, Rb, REE and Y, and least depleted by Zr, Cs and Th. Al, P and Hf are immobile elements. The influence factors of element migration of the hydrothermal altered rock may include mineralization, metasomatism (such as chloritization and silicification) and the activity of elements in fluids.

Key words: Eastern Manus Basin; altered volcanic rock; hydrothermal sulfide; migration characteristic; influence factor