

湖北省竹山县绿松石矿床成因研究

石振荣¹, 蔡克勤²

(1. 北京经济管理职业学院, 北京 102602; 2. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要:对竹山县绿松石矿床分布、矿床构造、地球化学特征等的分析表明,竹山县绿松石矿的形成受到地层、岩性及构造断裂双重控制,富含成矿元素铜、磷,岩性为黑色碳泥质板岩及碳硅质板岩(黑色岩系)的下寒武统水沟口组既为绿松石矿的赋矿层又为矿源层,线状分布的断裂构造控制了绿松石矿床的分布规律和矿床规模,矿床形成于地表水的风化淋滤和再沉积(沉淀)作用,矿液温度介于17℃~35℃之间。

关键词:绿松石; 矿床; 成因; 竹山

中图分类号: P578.92⁺7; P611

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2011)S0-0187-08

A study of the origin of turquoise deposit in Zhushan County, Hubei Province

SHI Zhen-rong¹ and CAI Ke-qin²

(1. Beijing Institute of Economic Management, Beijing 102602, China; 2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: A study of distribution, formation and geochemistry of turquoise deposit in Zhushan County of Hubei Province indicates that the formation of the deposit is controlled by certain layers, lithology and fracturing conformations. The black rock series of lower Cambrian Shuigoukou Formation with black carbonaceous clay slate and Cu- and P-bearing carbonaceous siliceous slate constitute the main layers and the main source of the turquoise deposit in Zhushan. The fracturing conformations of linear distribution control the distribution regularity and confine the size of turquoise deposit. The turquoise deposit was formed by weathering and leaching action of the surface water and sedimentation (precipitation). The temperature of the ore solution was between 17°C and 35°C.

Key words: turquoise; deposit; origin; Zhushan

自古湖北省就是古玉绿松石的重要产地,云盖寺绿松石更是我国优质绿松石的代名词,如今矿床已经开采殆尽。目前供应市场的绿松石主要来源于竹山县,这里绿松石矿点很多,地质储量大,交通和工业基础都比较好,但地质研究程度较低。本文根据近年来的研究成果简要论述绿松石矿床成因,为成矿预测提供依据。

1 绿松石矿床地质概况

湖北省境内,绿松石矿区构造位于秦岭地槽、扬子准地台、武当山地块三种构造体系的联合部位(王

家生等,1996),构造断裂形式复杂。矿床赋存于武当山以西及西南侧的武当逆冲褶皱隆起带和两郧逆冲褶皱带内,其中竹山县绿松石矿分布于武当逆冲褶皱隆起带。矿体主要沿构造裂隙发育,储矿地层为寒武系下统水沟口组,为一套浅变质岩构成的黑色岩系,主要岩性为碳硅质板岩、硅质岩以及千枚岩和片岩。

2 绿松石矿区线性构造与矿床分布特征

马玉兴(1989)将竹山县绿松石矿区断裂线性构造分为4组(图1):即北西-西北西断裂、北东-北北东

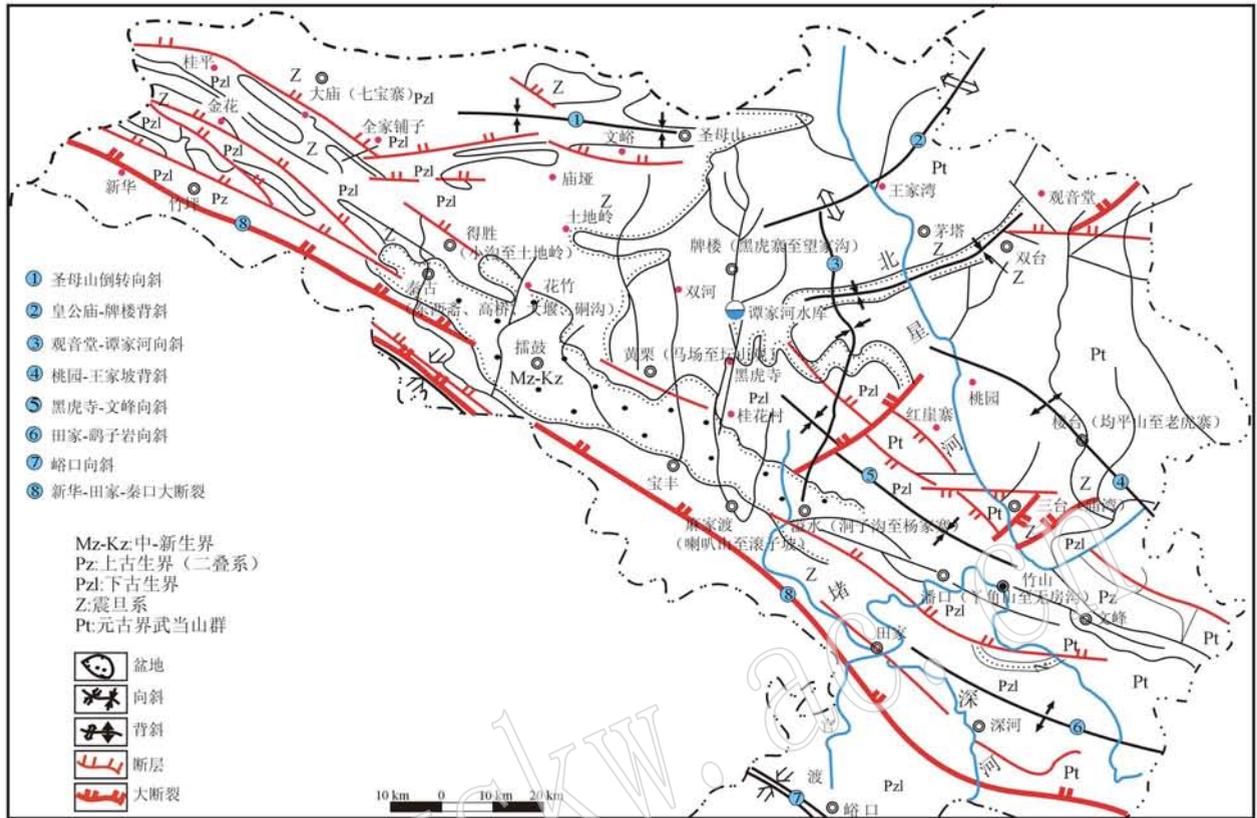


图1 竹山构造及绿松石矿床分布简图(据《竹山县地方志》编纂委员会, 2002)

Fig. 1 Structure and distribution of turquoise deposit in Zhushan (from Local Records Codification of the Commission of Zhu shan, 2002)

断裂、东西向断裂组及北北西向断裂组。其中北西-北西西向断裂和北东-北北东向断裂较为发育, 东西向及北北西向断裂发育程度稍差。南界的北北向延伸的青峰-竹山断裂规模最大, 长达上百公里, 沿断裂带表现为强烈负地形, 同时沿着公路断裂分布有一些不规则的环形构造体。北东-北北东向断裂线性体主要分布于武当逆冲隆起带东部, 走向与山脊方向大体相当, 呈线状水系和线状谷地, 断裂线在平面上呈微舒缓波状或较平直, 规模较小。

绿松石矿点广泛分布于竹山县 17 个乡镇, 10 个支矿带, 分别为喇叭山-四宝寨-天桥、碾子坡含矿带; 丫角山-白岩寨-喻家岩、五房沟绿松石矿带; 洞子沟-圣人寨、杨家岩矿带; 东西寨-高桥-大堰、硃沟矿带; 马场-擂鼓大广山-宝丰坛山关矿带; 均平山-齐心老虎寨矿带; 庙湾矿带; 小沟-牌楼土地岭矿带; 七宝寨矿带; 黑虎寨-王家沟矿带。

图1显示, 这些绿松石矿带基本上都沿线状断裂构造带分布, 秦古、喇叭山、喻家岩、丫角山等绿松石矿均分布于北西-北西西向断裂和北东-北北东向

断裂带内, 该方向的断裂带内绿松石点多, 矿体大, 质量较好。

3 含矿层地球化学特征

3.1 寒武系下统水沟口组地球化学异常

下寒武统水沟口组属于多元素富集区, 是绿松石矿床的主要赋矿地层。碳硅质板岩、硅质岩以及千枚岩和片岩中成矿元素 Cu、Zn 和 P 等元素富集程度高。该区元素异常分布不均匀, 呈椭圆状、扁豆状, 在绿松石矿区内沿竹山-青峰大断裂带分散分布(图2)。溢水西沟元素异常区, 主要岩性为水沟口组第一、第二亚组石英绢云片岩、含炭硅质板岩、炭质千枚岩(夹灰岩透镜体)地层, 异常面积约 14 km²。主要异常元素的最高含量值为: Cu 400×10^{-6} 、Zn 500×10^{-6} , 并伴有 Mo 15×10^{-6} 、Ag 0.5×10^{-6} 、V 580×10^{-6} 、Ba 1% 高异常。异常元素组分复杂, 强度高, 成矿元素异常值一般为 Cu $80 \sim 400 \times 10^{-6}$ 、Zn $130 \times 10^{-6} \sim 580 \times 10^{-6}$ 、P $630 \times 10^{-6} \sim 1000 \times 10^{-6}$ 。

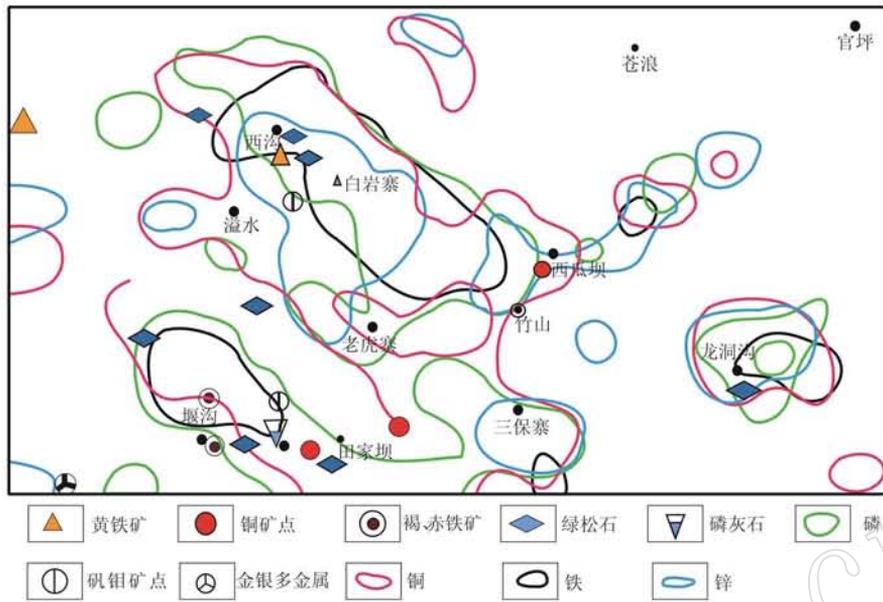


图2 竹山成矿元素及矿产分布简图(据童霆等,1983)

Fig. 2 Distribution of mineralizing elements and mineral resources in Zhushan

异常中心处 $\text{Cu } 400 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Zn } 1590 \times 10^{-6}$ 。主要异常源为黄铁矿化炭质板岩及石煤层 ($\text{Cu } 500 \times 10^{-6} \sim 1500 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Zn } 300 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$)。

3.2 成矿元素空间分布

童霆等(1983)^①研究表明,竹山县绿松石的主要成矿元素及指示元素在空间上具有明显的富集分布规律(图2)。比较图1和图2不难发现,绿松石矿沿着青峰-竹山大断裂带分布,成矿元素的异常强度最大,最高异常值基本上都分布于断裂带上。 Cu 、 Fe 、 Zn 、 P 等元素最高异常区主要集中于青石峡、溢水乡宝丰、田家坝一带。不仅异常值高,而且异常元素呈椭圆状沿断裂延伸方向分散分布,规模大、元素组分复杂。

据陈兆平(2000)^②的研究成果显示,竹山县秦古至宝丰一带,褶皱或断裂发育区域有多种金属元素的丰度值增高,尤其是绿松石成矿元素 Cu 、 Zn ,在褶皱的核心、翼部及次级断裂带内部或其附近丰度峰值都明显偏高。像土地岭 EW、NE 方向断层带下寒武统水沟口组异常, Cu 的峰值高达 320×10^{-6} ,平均值达到 164×10^{-6} ,而 Zn 峰值达到 700×10^{-6} ,平均值为 410×10^{-6} ;青叶树下寒武统水沟口组构成的向斜南翼多元素异常, Cu 的峰值达 1650×10^{-6} ,平均

值为 326×10^{-6} ,而 Zn 峰值达 780×10^{-6} ,平均值为 285×10^{-6} ;得胜水沟口组构成的向斜核部异常, Cu 的峰值为 500×10^{-6} ,平均值为 151×10^{-6} ,而 Zn 峰值 600×10^{-6} ,平均值 322×10^{-6} 。其他断裂或褶皱核部的 Cu 元素的峰值为 $107 \times 10^{-6} \sim 340 \times 10^{-6}$,平均值也达到 102×10^{-6} 以上, Zn 元素的峰值为 $250 \times 10^{-6} \sim 875 \times 10^{-6}$,平均值达到 209×10^{-6} 以上。

另外,图2中圈定出的竹山县绿松石成矿各相关元素 Cu 、 Zn 、 Fe 和 P 等元素的综合异常范围,与东秦岭南带寒武-志留系分布区相一致,主要为寒武系水沟口组黑色碳硅质板岩、硅质板岩和千枚岩出露区。区域内大小断裂、褶皱发育并叠加节理、破碎带,具有良好的成矿前景,童霆等(1983)^①、陈兆平(2000)^②等已经先后在这一地区发现了许多绿松石矿点和矿化带。

3.3 微量元素地球化学

竹山县境内的黑色岩系是多种微量元素最主要的富集体。表1中下寒武统各主要岩性样品中微量元素种类非常丰富,涉及到周期表中的碱金属、碱土金属、ⅧA、ⅣA、ⅠB-ⅧB等多族元素,有32种之多,含量相对也比较高。绿松石、风化产物、绿松石胶结物铁线和泥线中的微量元素种类与绿松石赋存的相

① 童霆,裴留森. 1983. (湖北省)竹山县幅 L-49-33 1:20 万地球化学图说明书.

② 陈兆平. 2000. 湖北省竹山-竹溪地区擂鼓幅地球化学普查报告: 水系沉积物测量. 湖北省地质调查院.

表 1 微量元素种类及特征

 $\omega_B/10^{-6}$

Table 1 Types and characteristics of trace elements

	含碳硅质岩	碳硅质岩	含碳泥质岩	石煤	TLSI-2 松石皮	CPLS21 风化物	TX1 铁线	NX1 泥线
Ba	5 632	7 681	2 528	2 265	1 047	16 100	18 610	94 100
Cr	179	33	98	282	438.7	222	278.9	470.5
Cu	265	48	50	133	39 290	2 409	7 007	3 193
Mn	1 544	282	643	659	32.94	61.02	12.63	9.184
Ni	66	34	106	447	118.6	13.34	359.2	56.18
Pb	27	22	27	21	0.508	0.701	75.67	20.56
Sr	732	54	192	112	222	3 211	15 250	2 370
V	3 343	423	312	3 067	144.3	3 468	1 480	1 380
Zn	502	196	422	814	301.5	101.5	623.1	172.1
Zr	132	346	279	92	9.528	6.581	60.71	48.27
Li	23.2	17.7	36.2	24.6	16.03	2.263	7.419	1.757
Be	3.1	3.7	2.2	2.1	3.987	1.382	0.492	0.695
Sc	7.9	1.6	11.3	8.0	6.162	8.285	3.74	3.152
Co	9.3	2.2	50.2	9.5	6.854	0.976	5.381	5.45
Ga	13.5	15.7	16.0	13.4	12.58	3.446	22.39	5.535
Ge	2.5	3.7	0.8	1.1				
Rb	41.0	28.5	78.9	36.2	1.851	11.3	1.613	2.896
Y	65.4	7.2	40.4	55.2	6.942	42.44	106.8	131.5
Nb	14.7	49.3	9.9	3.3	0.12	0.064	0.53	3.656
Mo	53.1	10.3	9.5	597.1	78.34	516.5	728.2	288.4
Ag	9.1	.6	1.1	2.3				
Cd	19.3	2.0	2.3	25.8				
In	0.1	0.0	0.1	0.1				
Sn	3.3	3.8	2.3	1.9				
Cs	1.4	0.9	18.7	1.3	0.099	0.314	0.176	0.409
Hf	2.9	7.2	4.1	1.3	0.19	0.106	0.513	1.024
Ta	1.2	2.6	0.9	0.3	0.019	0.028	0.063	0.325
W	1.4	0.4	0.6	1.7				
Ti	0.8	0.3	0.4	0.8	349.3	32.2	408.9	823.9
Bi	0.2	0.1	0.2	0.1				
Th	1.9	1.2	7.1	2.9	0.038	0.512	1.34	2.576
U	7.1	1.4	6.4	30.1	12.63	73.73	76.49	310.2
Σ	12 704.4	9 279.4	4 956.3	8 711.1	42 100.2	26 244.9	45 014.5	103 269.8
V/(V + Ni)	0.98	0.93	0.75	0.87	0.55	1.00	0.80	0.96
U/Th	3.74	1.17	0.90	10.38	332.37	144.00	57.08	120.42
V/Cr	18.68	12.82	3.18	10.88	0.33	15.62	5.31	2.93
δU	1.83	1.55	1.45	1.94	1.998	1.995	1.988	1.994

注:含碳硅质岩、碳硅质岩、含碳泥质岩和石煤数据引自王立社(2009)。

似岩石相比绝大多数都有,且含量的多少变化也具有相似的规律性,只有少数几种含量太低超出了检测范围(或缺失)。另外,个别微量元素相对含量很高(如 Mo、U),这可能是由于它们对某些特定微量元素具有选择性吸收引起的。

许多学者通常对微量元素进行一定的计算,其结果被用来判断岩石的形成环境。Hatch 等(1986)认为当 $V/(V + Ni) > 0.46$ 时沉积岩石形成于缺氧环境,该值介于 $0.8 \sim 0.89$ 时,为强缺氧环境。Wig-

nall(1994)建立了 U-Th 关系式: $\delta U = 2U/(U + 1/3 Th)$ 也被用来判断沉积形成时的氧化还原条件及海水的温度。若 $\delta U > 1$, 表明缺氧环境;若 $\delta U < 1$, 则说明为正常的海水环境。李胜荣等(1996)则认为当 $U/Th > 1$ 时为热水沉积, $U/Th < 1$ 时为正常沉积。Bai 等(1994)用 $(Ce/La)_N$ 参数判断岩石形成时的氧化还原条件, $(Ce/La)_N$ 值小于 1.5 时为缺氧环境,大于 1.5 时为氧化环境。吴朝东等(1999)、杨剑等(2005)、王立社(2009)等分别利用不同的参数对湘

西、黔北和东秦岭南带(陕西东南和鄂西北一带)下寒武统黑色岩系的形成环境进行判断,发现这一区域黑色岩系形成于缺氧滞流海盆,热液活动提供了丰富的物质来源。其中,湘西下寒武统黑色岩系 $U/Th=1.0\sim 100$ δU 值多分布在 $1.08\sim 1.9$ 范围;黔北下寒武统黑色页岩的 $U/Th=1.0\sim 100$ 区域, $\delta U=1.77$;东秦岭南带的 4 个岩样 $V/(V+Ni)=0.75\sim 0.98$, $V/Cr=3.18\sim 20.84$, $U/Th=1.17\sim 10.38$ $\delta U=1.45\sim 1.94$ $(Ce/La)_N=0.28\sim 1.09$ 。

竹山绿松石、风化物及铁质和泥质胶结物的微量元素计算所得的各项参数值(表 1)分别为: $V/(V+Ni)=0.55\sim 0.96$, $U/Th=57.08\sim 332.37$, $V/Cr=0.33\sim 15.62$, $\delta U=1.988\sim 1.998$ (都约等于 2) $(Ce/La)_N=0.01\sim 1.33$ 。这些数据中有些参数值大小与我国南方各地的下寒武统黑色岩系的参数值存在出入,但大部分数值在黑色岩系参数值范围,表明竹山绿松石矿石及风化物成分相对于该区域下寒武统水沟口组岩石成分具有继承性,绿松石的母岩形成于缺氧并有热液活动的沉积环境。

3.4 稀土元素地球化学

一般来讲,物质来源相同的地质体在各种地质作用过程中,虽然其稀土元素含量可能发生变化,甚至发生较大变化,但其配分变化却相对比较小。因此,稀土元素配分模式可以用来作为判断不同地质体是否具有同源性的依据。

表 2 为 1 个绿松石、2 个胶结物及 1 个风化物共 4 个样品的稀土元素分析数据,显示绿松石稀土元素总量非常少,为 12.034×10^{-6} ,胶结物和风化物中的稀土总量较高, ΣREE 为 $333.011\times 10^{-6}\sim 528.167\times 10^{-6}$ 。我国南方黑色岩系稀土总量 132.06×10^{-6} 值(范德廉等,2004),东秦岭南带含碳硅质岩、碳硅质岩稀土元素总量分别为 154.78×10^{-6} 、 41.29×10^{-6} ,碳泥质板岩、石煤岩石的稀土元素总量分别为 183.2×10^{-6} 、 157.37×10^{-6} 。样品的稀土元素分布特征表明绿松石的形成和风化过程都发生了大规模的稀土元素再分配。绿松石本身对稀土元素起到贫化作用,而其胶结物及绿松石的风化过程摄取(富集)了大量稀土元素。

表 2 稀土元素数据表

$w_B/10^{-6}$

Table 2 Analytical results of REE

	TLS1-2	CPLS21	TX1	NX1	范德廉(2004)含碳硅质岩	碳硅质岩	含碳泥质岩	石煤
La	0.330	12.72	31.79	30.24	25.04	25.6	8.3	32.5
Ce	0.516	38.23	42.36	25.62	39.71	38.8	12.5	46.3
Pr	0.124	13.98	13.16	7.942	4.930	7.7	2.3	8.4
Nd	0.749	117.6	65.65	59.92	18.79	32.7	7.9	31.2
Sm	0.348	63.20	15.24	48.32	4.080	8.4	1.4	6.3
Eu	0.203	20.21	5.245	28.97	0.750	4.4	2.5	2.2
Gd	0.666	74.61	15.50	91.21	3.760	11.2	2.1	7.8
Tb	0.103	7.492	2.107	10.52	0.550	1.6	0.2	1.1
Dy	0.718	26.20	13.18	50.25	3.440	10	1.4	6.9
Ho	0.174	2.928	2.933	7.845	0.760	2.1	0.3	1.5
Er	0.545	5.130	8.937	18.73	2.180	5.6	0.8	4
Tm	0.079	0.486	1.242	2.369	0.370	0.8	0.1	0.7
Yb	0.469	2.402	7.705	13.28	1.940	5.2	1.1	4.6
Lu	0.068	0.265	1.162	1.451	0.320	0.8	0.2	0.9
Y	6.942	42.44	106.8	131.5	25.44	65.4	7.2	40.4
ΣREE	12.034	427.893	333.011	528.167	132.06	154.78	41.29	183.2
LREE	2.27	265.94	173.445	201.012	93.30	117.53	34.94	155.63
HREE	9.764	161.953	159.566	327.155	38.76	37.25	6.35	27.55
LREE/HREE	0.23	1.64	1.09	0.61	2.41	3.16	5.5	5.65
$(La/Yb)_N$	0.07	0.51	0.40	0.22	1.25	0.48	0.73	0.71
$(Tb/Yb)_N$	0.8	11.44	0.996	2.89	1.03	1.12	0.69	0.87
δEu	1.73	1.28	1.50	1.80	0.84	1.96	6.21	1.24
δCe	0.54	0.48	0.44	0.36	0.77	0.60	0.62	0.92
$(Ce/La)_N$	0.01	1.08	1.33	0.98	0.71	0.89	1.09	1.04

LREE/HREE 和 $(La/Yb)_N$ 比值都是用来反映轻重稀土元素的分馏程度的指标。从 LREE/HREE 来看 4 个样品的轻重稀土元素的分馏程度都比较低, 与我国南方黑色岩系轻重稀土元素低分馏程度特点类似(小于北美页岩: $LREE/HREE = 7.5$, 陈德潜等, 1990), 但比南方寒武系黑色岩系更低($LREE/HREE = 2.41$, 范德廉等, 2004; $LREE/HREE = 3.16 \sim 5.65$, 王立社, 2009)。4 个样品的轻重稀土元素的富集状态呈现截然不同的两种情况: 绿松石和泥质胶结物的 LREE/HREE 值分别为 0.23 和 0.61, 风化物 and 铁质胶结物的 LREE/HREE 值分别为 1.64 和 1.09, 前者显示重稀土元素略富集, 后者则轻稀土略富集, 表明绿松石的形成和分解过程中稀土元素的再分配遵循了不同规则。($La/Yb)_N$ 参数值均小于 1, 其中绿松石 $(La/Yb)_N = 0.07$, 风化物 $(La/Yb)_N = 0.51$, 铁质胶结物 $(La/Yb)_N = 0.40$, 泥质胶结物 $(La/Yb)_N = 0.22$, 显示样品基本上继承了我国南方及东秦岭南带黑色岩系的稀土元素分配规律 ($La/Yb)_N = 1.25$ (范德廉等, 2004) ($La/Yb)_N = 0.48 \sim 0.73$ (王立社, 2009)。

综合两参数指标可以判明, 绿松石的形成与风化过程对轻、重稀土元素的贫化和富集没有明显区别, 基本继承了矿源地层的稀土元素分配特点。

稀土元素 Ce、Eu 的异常反映在 δCe 、 δEu 值的变化上。 δEu 为 Eu 的异常系数, δCe 为 Ce 的异常系数, 它们既可灵敏地反映体系内的地球化学状态, 又是鉴别物质来源的重要参数(赵伦山等, 1987)。4 个样品的 δCe 和 δEu 值显示 Ce 具有强到中等程度的亏损 ($\delta Ce = 0.36 \sim 0.54$), 显示缺氧环境沉积物的特点, Eu 均表现为弱富集 ($\delta Eu = 1.28 \sim 1.80$), 表明成矿物质在绿松石形成前曾受到热水的影响, 这与我南方各地下寒武统黑色岩系研究的结果吻合。

稀土元素配分模式图(图 3)表明, 绿松石(TLS1-2)的 REE 曲线分布模式与南方黑色岩系、含碳泥质岩和石煤的分布模式相同, 轻、重稀土元素段均表现为平缓, 铁质胶结物的 REE 曲线分布模式与含碳硅质岩和碳硅质岩相近, 为一条具有明显的正 Eu 异常“峰”的平缓曲线; 风化物和泥质胶结物的 REE 曲线分布模式基本形态与含碳硅质岩和碳硅质岩相似, 只是在曲线中段出现较高的正 Sm、Eu、Gd、Tb、Ho 异常和极高的正 Eu 异常。

总之, 绿松石及风化物等 4 个样品的稀土元素配分模式曲线图形态与我国南方黑色岩系和东秦岭

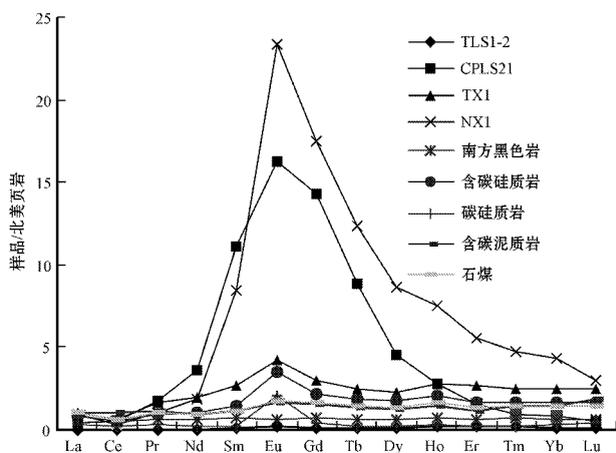


图 3 稀土元素配分模式图

Fig. 3 Partition model of REE

南带下寒武统黑色岩系的稀土元素配分模式曲线形态相似, 反映了矿源层稀土元素分布特点。至于风化物和泥质胶结物两条稀土元素配分模式曲线的高正中稀土元素峰很可能是由于二者对中稀土元素选择性吸附或吸收造成的。

3.5 氢氧同位素分析

氢、氧属于分布最广的元素, 在成岩、成矿和控制地质环境方面起重要作用。H、O 原子序数低, 同位素质量比差大, H:O 相差 100%, ^{16}O : ^{18}O 相差 12.5%, 在自然条件下发生最大程度的同位素分馏, 因此又是灵敏度高的同位素示踪剂。对岩石圈各种各样水的氢、氧同位素研究能为多种成岩成矿作用过程及物质来源等提供重要信息。

不同岩石中的氢、氧同位素分馏系数是不同的, 火成岩中氢同位素主要存在于含水矿物中, δD 值可从 -30% 到 -180% , 氧同位素组成总的变化范围约为 $\delta^{18}O$ 从 5% ~ 13% , 沉积岩中的氢、氧同位素组成主要受两种因素控制: 一个是水-岩同位素平衡, 低温水-岩同位素反应分馏强, 通常具有高的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值; 另一个是生物沉积岩中经生物分馏结果, 形成地壳中最高的 $\delta^{18}O$ 和 δD 。变质岩中同位素组成变化范围也很大, 各种含羟基矿物 δD 可以从 -30% ~ -110% , $\delta^{18}O$ 介于火成岩和沉积岩之间, 为 6% ~ 25% 。

绿松石是一种含水丰富的成矿矿物, 同时含有吸附水、结晶水和结构水。差热分析得知, 加热绿松石在不同温度段可以获得相应的不同 O、H 组分, 一般加热到 $90^\circ C \sim 120^\circ C$ 时首先脱去结晶水 H_2O , 加热到 $300 \sim 360^\circ C$ 时则脱去 $(OH)^-$, 继续加热到

700℃以上至 760℃ 到 790℃ 时绿松石结构完全破坏。故可以通过一定的技术手段获得绿松石的结晶水和羟基水的氢、氧同位素组成。

对 4 件(表 3)质量较高的绿松石样品的氢氧同位素测试数据分析发现,绿松石样品的氢、氧同位素分馏系数较强,各样品氢、氧同位素组成变化范围很小,除了 QGLS2 一个样品在 450℃ 时的氢同位素 δD 值略低为 -64‰ 外,其余测试分析得到绿松石的 δD 值在 150℃ 和 450℃ 时分布范围都在 $-80\text{‰} \sim 103\text{‰}$ 之间; $\delta^{18}O$ 值分布于页岩范围之内,为 $13.4\text{‰} \sim 16.0\text{‰}$ (图 4)。

表 3 绿松石氢、氧同位素分析结果 ‰

Table 3 Analytical results of H and O isotopes of turquoise

样品号	颜色	δD_{V-SMOW}	δD_{V-SMOW}	$\delta^{18}O_{V-SMOW}$
		(150℃)	(450℃)	
QGLS2	绿蓝色	-97	-64	16.0
QGLS4	蓝绿色	-86	-82	15.2
YJS1	天蓝色	-92	-81	14.3
LLSS1	绿色	-103	-90	13.4

注:氧的提取采用 BrF_3 法,仪器型号为 MAT-253EM,采用的国际标准为 V-SMOW,分析精度 $\pm 0.2\text{‰}$, δ 值的计算公式为:
 $\delta^{18}O_{\text{样-SMOW}} = [(\delta^{18}O_{\text{样-参}} + 10^3) / (\delta^{18}O_{\text{标-参}} + 10^3)] \times (\delta^{18}O_{\text{标-SMOW}} + 10^3) - 10^3$,氢同位素测定采用包体中 H 用爆裂法取水,锌法制 H。

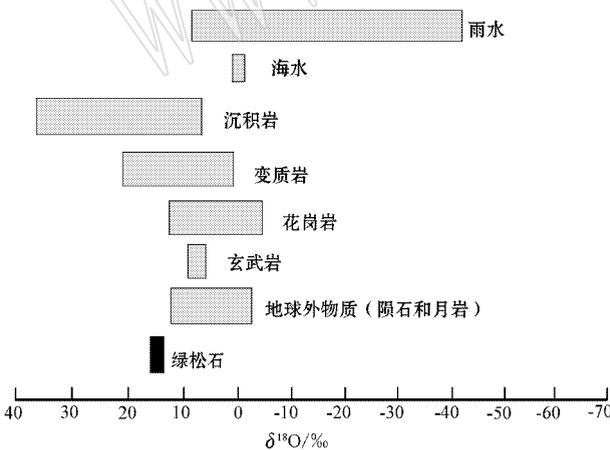


图 4 绿松石及其他地质体的 $\delta^{18}O$ 分布图 (据 Shcherbak 等, 1981)

Fig. 4 Distribution of turquoise and other geological bodies (after Shcherbak *et al.*, 1981)

另外,将 4 个绿松石样品的氢、氧同位素 δD 值和 $\delta^{18}O$ 值分别投点在高岭石矿物氢氧同位素关系图上,它们均落在风化高岭石线($T = 17\text{℃}$)的左上

方,热液高岭石线($T = 35\text{℃}$)的右下方(图 5),由此可见,绿松石的矿床成因与风化高岭石矿有相似性,为含矿层经地表水的淋滤(化学风化)作用游离出成矿元素,再经沉积/沉淀作用形成绿松石矿床,成矿温度介于 $17\text{℃} \sim 35\text{℃}$ 之间。

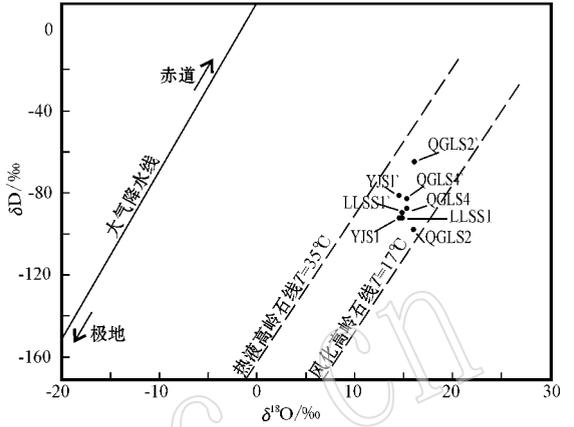


图 5 绿松石矿物的 H、O 同位素关系图 (据 Savin & Epstein, 1970)

Fig. 5 H and O isotopic diagram of turquoise (after Savin & Epstein, 1970)

4 结论

湖北省竹山县境内的绿松石矿床受地层、岩性及构造断裂双重控制,线状分布的断裂构造控制了绿松石矿床的分布规律和矿床规模;下寒武统水沟口组既为绿松石矿的赋矿层又为矿源层;矿床形成于地表水的风化淋滤和再沉积(沉淀)作用,矿液温度介于 $17 \sim 35\text{℃}$ 之间。

References

Bai S L, Bai Z Q, Ma X P, *et al.* 1994. Devonian Events and Biostratigraphy of South China, Chapter 3: Ce/La Ratio as Marker of Paleoredox [M]. Beijing: Peking University Press, 21~24.

Chen Deqian, Chen Gang, *et al.* 1990. Rare Earth Element(REE) Geochemistry Practical [M]. China Metallurgical Industry Press (in Chinese).

Fan Delian, Zhang Tao, Ye Jie, *et al.* 2004. Black Rock Series and Deposits of China [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).

Hatch J R, Heyl A V and King J D. 1986. Organic geochemistry of hydrothermal alteration, basal shale and limestone beds, Middle Ordovician Quimbys Mill Member, Platteville Formation, Thompson-Temperly zinc-lead mine, Lafayette County, Wisconsin [J]. Organ-

- ics and Ore Deposits, 93~104.
- Li Shengrong and Gao Zhenmin. 1996. The factors of thermal evolution in the Lower Cambrian black rock series in Hunan and Guizhou[J]. Geology-Geochemistry, 4 : 30~34(in Chinese).
- Local Records Codification of the Commission of Zhushan. 2002. Local Records of Zhushan[M]. Hubei : Fangzhi Press(in Chinese).
- Ma Yuxing. 1989. Geological feature and evaluation for turquoise in Yunyang district[J]. Hubei Geological Science and Technology Information, (4) : 6~14(in Chinese).
- Savin S M & Epstein S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay mineral[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 34 : 25~42.
- Shcherbak N P, *et al.* 1981. Age and evolution of the Early Precambrian continental crust of the Ukrainian Shield[A]. Archean Geochemistry [C].
- Wang Jiasheng, Yan Weixuan, We Qing, *et al.* 1996. Discovering of reid structures group and its turquoise orecontrolling in Yungaisi area, Northwestern Hube[J]. Hubei Geology, 10(2) : 62~70(in Chinese).
- Wang Lishe. 2009. Study on the Metallogenic Regularity and Geological-geochemistry for Black Rock Series and Related Typical Deposits in Qinling Mountains, Shaanxi (Ph. Degree thesis [D]. Xi'an : Northwest University(in Chinese).
- Wignall P B. 1994. Black Shales[M]. Oxford : Clarendon Press.
- Wu Chaodong, Yang Chengyun, Chen Qiying, *et al.* 1999. The Origin and Geochemical Characteristics of Upper Sinian Lower Cambrian Black Shales in Western Hunan[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 3 : 26~39(in Chinese with English abstract).
- Yang Jian, Yi Facheng, Liu Tao, *et al.* 2005. REE Geochemical Characters of the Lower Cambrian Black Shale Series in Northern Guizhou and Their Original Significance[J]. Chinese Journal of Geology, 40 (1) : 84~94(in Chinese).
- Zhao Lunshan and Zhang Benren. 1987. Geochemistry[M]. Beijing : Geological Publishing House, 155 (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈德潜, 陈刚, 等. 1990. 实用稀土元素地球化学[M]. 冶金工业出版社.
- 范德廉, 张焘, 叶杰, 等. 2004. 中国的黑色岩系及其有关矿床[M]. 北京 : 科学出版社.
- 李胜荣, 高振敏. 1996. 湘黔地区下寒武统黑色岩系热演化条件[J]. 地质地球化学, 4 : 30~34.
- 马玉兴. 1989. 郧阳地区绿松石矿地质特征及其经济评价[J]. 湖北地质科技情报, 4 : 14.
- 王家生, 颜慰萱, 魏清, 等. 1996. 鄂西云盖寺地区固态流变构造群落及其对绿松石矿的控制作用[J]. 湖北地质, 10(2) : 62~70.
- 王立社. 2009. 陕西秦岭黑色岩系及其典型矿床地质地球化学与成矿规律研究[博士学位论文] [D]. 西安 : 西北大学.
- 吴朝东, 杨承运, 陈其英, 等. 1999. 湘西黑色岩系地球化学特征和成因意义[J]. 岩石矿物学杂志, 3 : 26~39.
- 杨剑, 易发成, 刘涛, 等. 2005. 黔北黑色岩系稀土元素地球化学特征及成因意义[J]. 地质科学, 40(1) : 84~94.
- 赵伦山, 张本仁. 1987. 地球化学[M]. 北京 : 地质出版社, 155.
- 竹山县地方志编纂委员会. 2002. 竹山县志[M]. 湖北 : 方志出版社, 74.