

文章编号: 0258-7106(2014)01-0190-11

广东凡口铅锌矿床赋矿地层稳定同位素研究*

韩 英¹, 王京彬¹, 祝新友^{2**}, 甄世民³

(1 有色金属矿产地质调查中心, 北京 100012; 2 中色地科矿产勘查股份有限公司, 北京 100012;
3 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘 要 广东凡口铅锌矿床是中国著名的大型铅锌矿床。在凡口矿区新发现有类似奥陶系岩性的地层, 与寒武系一起构成矿区的浅变质基底, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 -6.5% 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 14.9% , 在矿区各地层中最小, 受热液作用影响最弱, 主要受岩性影响。由深至浅, 泥盆系地层的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值逐渐增高, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值逐渐减小, 该段岩层的主赋矿层位 (D_2d 和 D_3t) $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 接近零, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 在 18% 左右, 稳定同位素的变化除受岩性影响外, 主要受后期热液蚀变作用的影响, 为成矿提供了一定的前提条件。石炭系 (C_2ht) 白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 2.17% , $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 21.9% , 与其他层位性质明显不同, 为矿区的盖层。

关键词 地球化学; 沉积旋回; 稳定同位素; 热液蚀变; 凡口铅锌矿

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

Stable isotope study of ore-bearing strata of Fankou lead-zinc deposit, Guangdong Province

HAN Ying¹, WANG JingBin¹, ZHU XinYou² and ZHEN ShiMin³

(1 China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China; 2 China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing Institute of Geology and Mineral Resources, Beijing 100012, China; 3 Development Research Center of China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract

The Fankou lead-zinc deposit is a famous lead-zinc deposit in Guangdong Province. The Ordovician (?) strata found in the Fankou new ore district and the Cambrian strata consist of the epimetamorphic basement of the ore district. The carbon and oxygen are both lowest ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -6.5\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 14.9\%$) in the strata of the ore district, mainly influenced by the strata but least influenced by the hydrothermal process. The values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the Devonian strata increase and decrease with the depth respectively. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ values of the main ore-bearing strata (Devonian) are 0 and 18% , respectively. The variation of stable isotopes is mainly influenced by lithology and the late hydrothermal alteration, both of which contributed to mineralization. The average values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ for Carboniferous dolomite are 2.17% and 21.9% , respectively, significantly different from the data of other strata. It is thus held that the Carboniferous dolomite is the capping bed of the ore district.

Key words: geochemistry, sedimentary cycle, stable isotope, hydrothermal alteration, Fankou lead-zinc deposit

* 本文得到全国危机矿山找矿专项科研课题“湘南-粤北地区锡钨多金属矿床成矿规律总结研究”(20089927)的资助

第一作者简介 韩 英, 女, 1983 年生, 博士, 工程师, 主要从事矿产地质研究。Email: h-ying-zi@163.com

** 通讯作者 祝新友, 男, 1965 年生, 教授级高工, 长期从事矿产地质研究。Email: zhuxinyou@gmail.com

收稿日期 2013-02-14; 改回日期 2014-01-13。秦思婷编辑。

广东凡口铅锌矿床是中国著名的大型铅锌矿床,自发现以来的研究成果颇多,但到目前为止,该矿区系统研究地层的公开资料较少。本文综合前人的研究,对凡口矿区含矿岩系的稳定同位素进行了对比研究,深入探讨古地理环境及深部热液(盆地卤水)对该区地层和成矿作用的影响。

1 区域及矿区地层地质背景

1.1 区域地层

粤北地区地处南岭东西向多金属成矿带中段的南部,是广东省重要的多金属矿产基地,区内有色金属资源丰富,金属矿产主要分布在曲仁(曲江-仁化)盆地和英德断陷盆地,主要矿床有广东仁化凡口、曲江大宝山、乐昌杨柳塘、英德红岩、西岗寨和罗村等以铅锌、黄铁矿化为主的超大型、大中型矿床,其中仁化的凡口铅锌矿床为本文的研究对象(图 1)。

泥盆系和石炭系分布于整个曲仁盆地的北部,

其中,中下泥盆统桂头群($D_{1-2}gt$)为第一个沉积旋回的底部层位,分布于乐昌-仁化以西地区,呈角度不整合覆于寒武系—奥陶系的变质石英砂岩之上,为一套厚层陆相河湖沉积的紫红色砂砾岩,底部发育底砾岩。中泥盆统东岗岭组(D_2d),其上、下岩组在大瑶山以西地区分别为滨海相碎屑岩夹薄层灰岩、浅海相碳酸盐岩,以东为河湖相紫红色砂砾岩、滨海相杂色细碎屑岩。上泥盆统天子岭组(D_3t)为海进系列的顶部层位,大体以韶关-仁化一线为界,西部为浅海沉积碳酸盐岩,东部为滨浅海沉积的碎屑岩夹碳酸盐岩;上泥盆统帽子峰组(D_3m),西部为浅海相碳酸盐岩,东部为浅海陆棚的泥质碳酸盐岩。前泥盆系包括震旦系、寒武系及奥陶系,为一套巨厚的类复理石碎屑岩建造、含海相基性火山岩碎岩建造、海相碳硅质建造和碳酸盐岩建造。郑庆年(1996)认为,泥盆纪晚期该区受加里东运动的影响,普遍遭受区域动力热流变质作用;徐义洪(2007)及张术根等(2009)认为其构成本区的褶皱基底。该区基本缺失

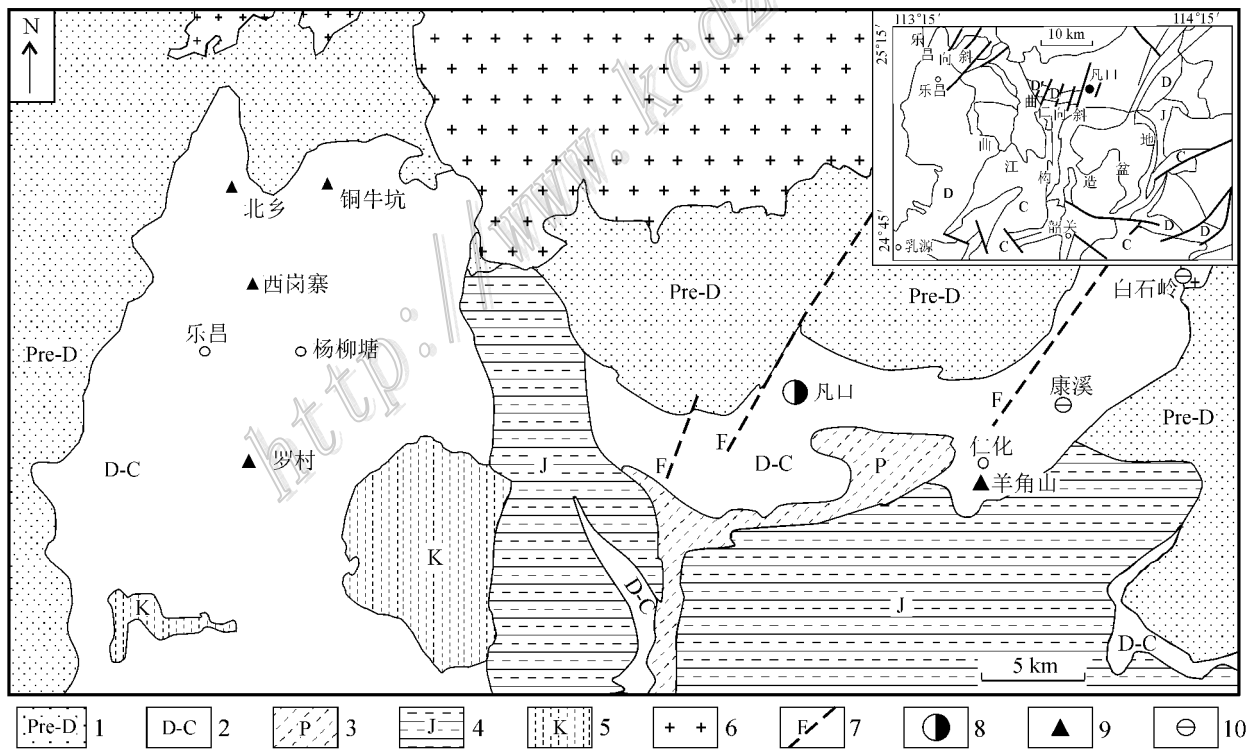


图 1 粤北曲仁盆地地质简图(据广东省地质局1:200 000区域调查报告修改)

1—前泥盆系;2—泥盆系—石炭系;3—二叠系;4—侏罗系;5—白垩系;6—花岗岩;7—断层;8—铅锌矿床;9—黄铁矿床;10—菱铁矿床

Fig. 1 Geological sketch map of Quren basin in northern Guangdong (after 1:200 000 Regional Survey Report by Guangdong Bureau of Geology)

1—Pre-Devonian; 2—Devonian-Carboniferous; 3—Permian; 4—Jurassic; 5—Cretaceous; 6—Granite; 7—Fault; 8—Lead-zinc deposit; 9—Pyrite deposit; 10—Siderite deposit

志留系。

根据 1:20 万区域地质调查报告(韶关幅),粤北地区奥陶纪时期发育的岩性总结如下:

奥陶系下统,浊流深海笔石页岩沉积。底部为蓝青色、砖红色、浅黄色厚层状变质中细粒石英砂岩及薄层状泥质粉砂质页岩,页岩层理清晰,为寒武系与奥陶系的过渡地带,其上几乎均为黑色、灰黑色薄层状、斑点状绢云母泥质页岩、灰黑色薄层状泥质硅质岩、黑色碳质泥质板岩及黑色硅质岩,含大量的笔石。奥陶系中统,主要岩性为灰黑色、黑色薄层状碳质硅质板岩夹黑色薄层、叶片状碳质绢云母板岩,岩石具轻微硅化,条带状粉砂质碳质板岩中含丰富的笔石化石。奥陶系中上统,发育青灰色、灰黑色变质细粒石英砂岩、粉砂质绿泥石绢云母板岩、灰黑色厚层状变质细粒石英砂岩与泥质粉砂岩互层,青灰色、灰黑色变质砂岩风化后变为灰白色、黄褐色。

1.2 矿区地层

凡口铅锌矿床位于广东省韶关市仁化县董塘镇凡口村,地处粤北曲仁盆地的北缘,交通便利,地理坐标为北纬 $25^{\circ}05'00'' \sim 25^{\circ}07'06''$,东经 $113^{\circ}37'07'' \sim 113^{\circ}39'12''$ 。

凡口矿区寒武系(ϵ)出露于矿区北部、西北部,主要为寒武系八村群(ϵ_2b)的浅变质碎屑岩,不见铅锌矿化,为南岭地区重要的黑钨矿床赋矿层位。奥陶系和志留系在矿区大部分地区缺失,使得泥盆系以角度不整合直接覆于寒武系之上。前人对上述地层的研究较少,笔者项目组在凡口狮岭矿段一深部钻孔中发现了与奥陶系极其相似的岩层(矿山地质人员将其错定为泥盆系桂头群(D_{1-2gt}))。

该钻孔为狮岭矿段-201 勘探线 1 号钻孔,起钻位置为狮岭-650 m 的泥盆系东岗岭组泥质白云质灰岩,自底部-1500 m 至-1060 m 处,约 440 m 厚,贯穿了 SH209-1a 矿体。该段岩性为黑色、灰黑色碳泥质石英砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩等。笔者通过详细的岩矿鉴定,与区域地层进行对比,初步将该段地层定为奥陶系,可能与区域上的中-下奥陶系岩性相对应。由于缺乏化石、地层年代等标志性证据,要对其进行更为确切的分层和描述,还需进一步的研究。

研究显示,凡口矿区的奥陶系有 3 个明显不同的岩性段,沉积物表现出下粗上细的变化特点:

第一段位于-1500~-1260 m 之间,厚度约 240 m,岩性为灰黑色中粗粒砂岩,含少量碳泥质物,粗粒石英分散发育于碎屑岩中(图 2A),后期有穿插

发育的石英脉,脉中石英颗粒较粗,粒度约 0.2~0.6 mm,磨圆差,少量碳酸盐矿物交代脉中石英(图 2B)。该段岩层发育较多绢云母、赤铁矿、金红石/电气石零星发育。

第二段位于-1250~-1100 m 之间,厚度约 150 m,岩性为灰黑色中细粒石英砂岩、粉砂岩(图 2C),碳泥质含量逐渐增多,砂质减少,石英颗粒一般小于 0.1 mm,较多的碳酸盐矿物发育于石英脉中(图 2D)。岩层中云母类矿物也有所增加,一般呈片状或长条状,与条纹条带发育方向一致,显示出岩石局部受到剪切作用和热事件的影响,发生挤压错动,而非张力作用。有零星赤铁矿、金红石、电气石和绿泥石等矿物,草莓状黄铁矿清晰可见,并开始发育不规则黄铜矿等。

第三段位于-1100~-1000 m 之间,厚度约 100 m,主要发育黑色碳质、粉砂质泥页岩,碳泥质含量大于 50%,并形成清晰的条纹条带状构造(图 2E),受构造应力作用,条纹条带发生弯曲变形。岩层中有较多碳酸盐脉穿插发育(图 2F)。

寒武纪与奥陶纪基本对应整个加里东运动阶段,该时期发生强烈的造山运动,地壳以升降为主,受岩浆热液的影响,发育一套石英砂岩、粉砂岩及板状碳质砂质泥页岩夹薄层泥灰岩组成的浅变质沉积碎屑岩,由于该套岩层内的泥岩及泥灰岩的孔隙度小,可作为隔水层,阻止流体向下运移。

泥盆系(D)为完整的一级海进海退沉积旋回,呈角度不整合直接覆于寒武系(或奥陶系)之上。早泥盆纪早期,海水尚未达到此地,粤北地区仍为古陆环境。加里东运动使得整个海水自南向北侵入,依次淹没了广西、黔南和滇东北等地,构成东南倾斜的长钥形沉积盆地,岩性以粉砂岩、泥岩及砂岩的不同组合为主。早泥盆世晚期—中泥盆世早期,出现了陆源碎屑物沉积盆地与海相碳酸盐沉积盆地并存,海水由桂东北向湘南地区推进,使得湘南广大地区以碎屑岩和混积岩为主。中泥盆世晚期,泥盆纪最大的海侵开始,湘南-粤北地区的碎屑岩沉积区开始变成碳酸盐岩沉积区。据曾允孚等(1987,1993)研究,该区一直到晚泥盆世晚期海退开始,海盆开始逐渐收缩变浅。

下泥盆统桂头群(D_{1-2gt}),为沉积旋回下部地层,发育粉砂岩、中细粒石英砂岩等,有紫色砂岩受热液蚀变褪色呈灰白色现象。中泥盆统东岗岭组(D_2d)为下部砂岩与上部碳酸盐岩的过渡层位, D_2d^a

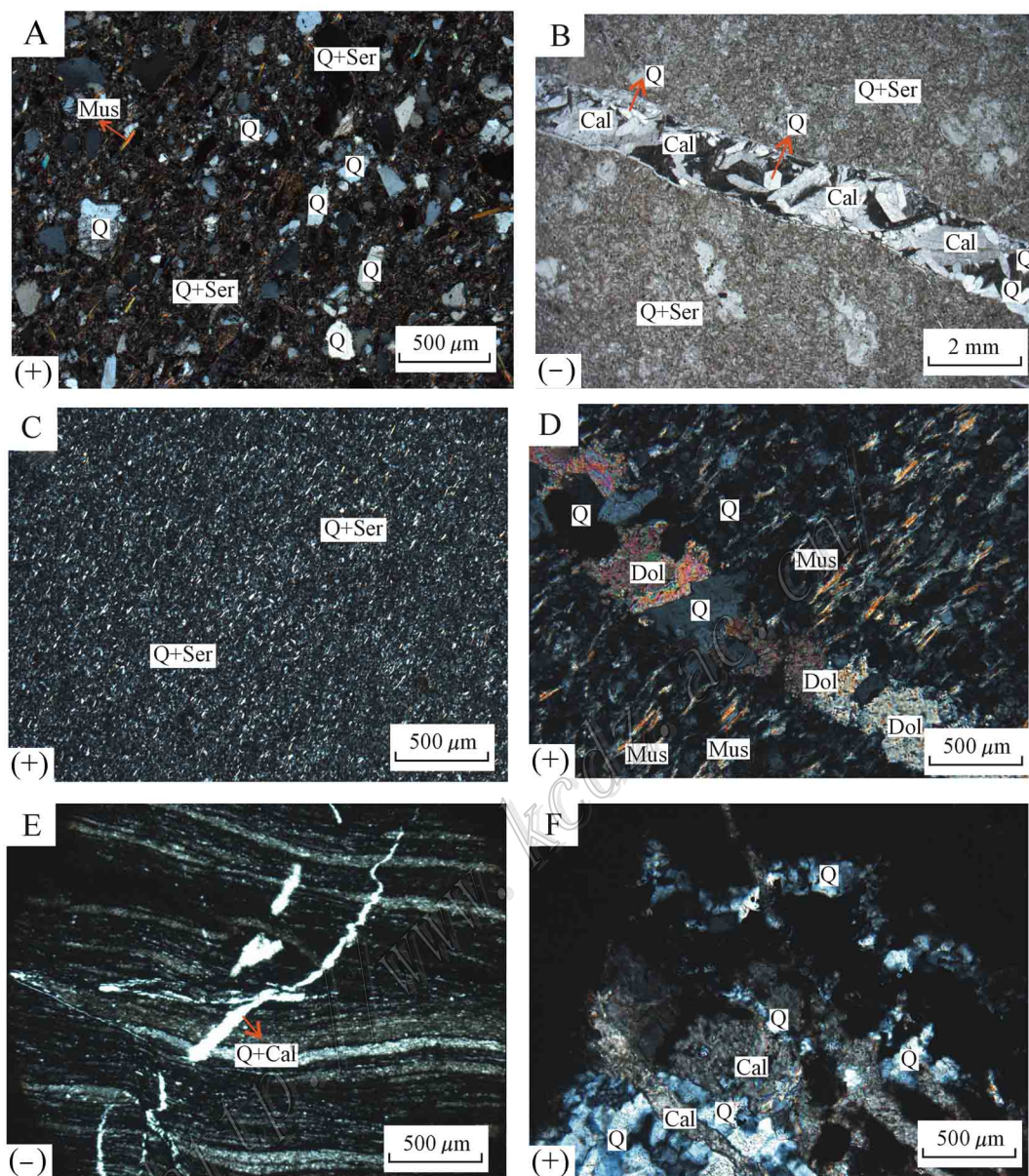


图2 凡口矿区奥陶系岩石及其矿物特征

A. 第一段岩层的中粗粒石英砂岩, 含较多绢云母及少量白云母; B. 第一段岩层中穿插发育的石英脉, 脉中石英颗粒较大, 多为半自形晶; C. 第二段岩层的中细粒石英砂岩; D. 第二段岩层中云母类矿物增多, 具定向发育的特点, 碳酸盐矿物逐渐增多; E. 第三段岩层中的条带状构造, 其中发育较多石英脉; F. 第三段岩层中发育大量的碳酸盐岩, 石英大部分被碳酸盐矿物溶蚀交代

Q—石英; Ser—绢云母; Cal—方解石; Dol—白云岩; Mus—白云母

Fig. 2 Characteristics of Ordovician lithology and minerals in the Fankou ore district

A. Medium-coarse grained quartz sandstone in 1st lithologic section, containing a lot of sericite and minor muscovite; B. Quartz vein in 1st lithologic section, characterized by big quartz grains and subhedral crystals; C. Medium-fine grained quartz sandstone in 2nd lithologic section; D. Increasing amounts of mica and carbonate minerals in 2nd lithologic section, directional development; E. Stripes structure with lots of quartz veins in 3rd lithologic section; F. Lots of carbonatite, which dissolved and replaced quartz

Q—Quartz; Ser—Sericite; Cal—Calcite; Dol—Dolomite; Mus—Muscovite

主要发育黑色泥质页岩、粉砂岩夹薄层白云岩, 其中砂岩亦常见褪色现象, 矿化不明显; D_2d^b 主要发育深灰色灰岩、白云质粉砂岩夹白云岩等, 见轮藻化

石, 为矿区的主要含矿层位之一。上泥盆统天子岭组(D_3t)为碳酸盐岩建造, 为矿区主要含矿层位之一, D_3t^a 主要发育厚层状鲕粒灰岩夹条带状瘤状灰

岩 D_3t^b 主要发育深灰色条带状瘤状灰岩、碳泥质灰岩、夹花斑灰岩,下部可见生物碎屑化石; D_3t^c 主要发育灰色花斑状白云质灰岩、中厚层灰色白云岩,深灰色花斑为白云岩,浅灰色为灰岩,该现象是热液作用使灰岩发生了白云石化的结果。上泥盆统帽子峰组(D_3m)主要发育黑色页岩夹粉砂岩,出露于矿区北部低缓丘陵。

石炭系(C)主要发育厚层状白云岩,分布于矿区北部丘陵南缘,下石炭统孟公坳组(C_1m)主要发育厚层状泥晶质灰岩、白云岩、页岩及粉砂岩等;测水组(C_1c)主要为碳质页岩及石英砂岩,上部可见鸡窝状劣质煤层;上石炭统壶天群(C_2ht)主要发育厚层块状白云岩,分布面积广泛。

综上所述,结合郑庆年(1996)和韩英等(2011)的研究,凡口矿区的地质柱状图见图3。

2 样品的采集与测试

本文所述样品分别取自狮岭208线ZK3(FKP6)、东矿带-210线ZK1(FKP10)和注浆孔ZK1(FKP11)。其中,剖面FKP6贯穿地层 C_2ht 、 D_3t^c 、 D_3t^b 、 D_3t^a 、 D_2d^b 、 D_2d^a 和 D_{1-2gt} 、 D_3m 和 C_1 地层为一段碎裂泥质物(破乱层),未提取样品,钻孔深度约630 m,系统取样59件,采样间距10 m左右。剖面FKP10起钻位置为SH-650 m的 D_2d^b ,为深部钻孔,贯穿地层 D_2d^b 、 D_2d^a 、 D_{1-2gt} 和O,钻孔深度约780 m,系统取样45件,采样间距15 m左右,下部砂岩的样品间距拉大。剖面FKP11选取的样品全部为 C_2ht 的白云岩,基本不见铅锌矿化,钻孔深度约200 m,系统取样11件。

样品鉴定、制备和质谱测定均在核工业北京地质研究院测试中心完成。溶样方法采用100%正磷酸法溶解,测试对象为样品中的碳酸盐矿物,砂岩测试其中的碳酸盐胶结物,磷酸只溶解样品中的碳酸盐矿物,不包括样品中的有机质;测试仪器采用MAT-253质谱计,测试精度优于0.2‰,碳同位素采用国际标准V-PDB,氧同位素采用国际标准V-SMOW。锶同位素分析采用ISOPROBE-T热电离质谱计,单带 M^+ ,可调多法拉第接收器接收。质量分馏用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正,标准测量结果:NBS987为 $0.710\,250 \pm 0.000\,007$ 。数据统计见表1。

3 测试结果及讨论

凡口矿区的地质地球化学剖面见图4,穿越地层包括O、 D_{1-2gt} 、 D_2d^a 、 D_2d^b 、 D_3t^a 、 D_3t^b 、 D_3t^c 和 C_2ht 。

由下至上(地层由古到新)按图中碳、氧、锶同位素曲线变化规律,将图4中曲线大致分为以下6段。

(1) 第一段:底部似奥陶系(O)地层

为本文所测最底部地层。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-8.8\text{‰} \sim -5.5\text{‰}$,平均 -6.5‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $10.4\text{‰} \sim 18.2\text{‰}$,平均 14.9‰ 。该段岩层中沉积矿物保存良好,基本无热液作用的痕迹, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值也明显低于其他岩性段,显示出该处典型的沉积作用性质。

上文中,将该段地层划分出3段不同的岩层,由深至浅,其 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值分别为 -7.5‰ 、 -5.9‰ 和 -5.6‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 平均值分别为 13.9‰ 、 14.7‰ 和 18.2‰ 。随着地层深度变浅, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显增大,而此时古海水尚未到达粤北地区, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化主要是受陆源碎屑沉积物的影响。

(2) 第二段:泥盆系桂头群(D_{1-2gt})和东岗岭组下亚组(D_2d^a)下部泥盆系底部地层与奥陶系不整合接触

其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-6.1\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$,平均 -5.21‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $14.2\text{‰} \sim 21.9\text{‰}$,平均 17.39‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值略大于第一段。在整个泥盆系中,桂头群(D_{1-2gt})受热液蚀变作用最强, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值最低,显示二者具有一定的负相关性。从 D_{1-2gt} 紫色砂岩到 D_2d^a 深灰色砂岩,随着蚀变强度的减弱, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值由0.728 877减小到0.724 007,指示锶同位素变化与蚀变程度强弱有关。

(3) 第三段: D_2d^b 及其上、下过渡地层(D_2d^b 、 D_3t^a 下部和 D_2d^a 上部)

该时期凡口矿区仍处于大的海进沉积旋回中,矿区主要赋矿岩层的热液作用表现为白云岩的发育及瘤状灰岩的出现。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-4.5\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$,平均 -2.2‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $15\text{‰} \sim 20.9\text{‰}$,平均 17.67‰ , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.7111 \sim 0.7233$,平均值0.7142。随着地层的蚀变作用减弱, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显增大, $\delta^{18}\text{O}$ 值则变化不明显,范围较集中, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较紫色砂岩段显著降低, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 曲线表现出明显的负向漂移(图4)。

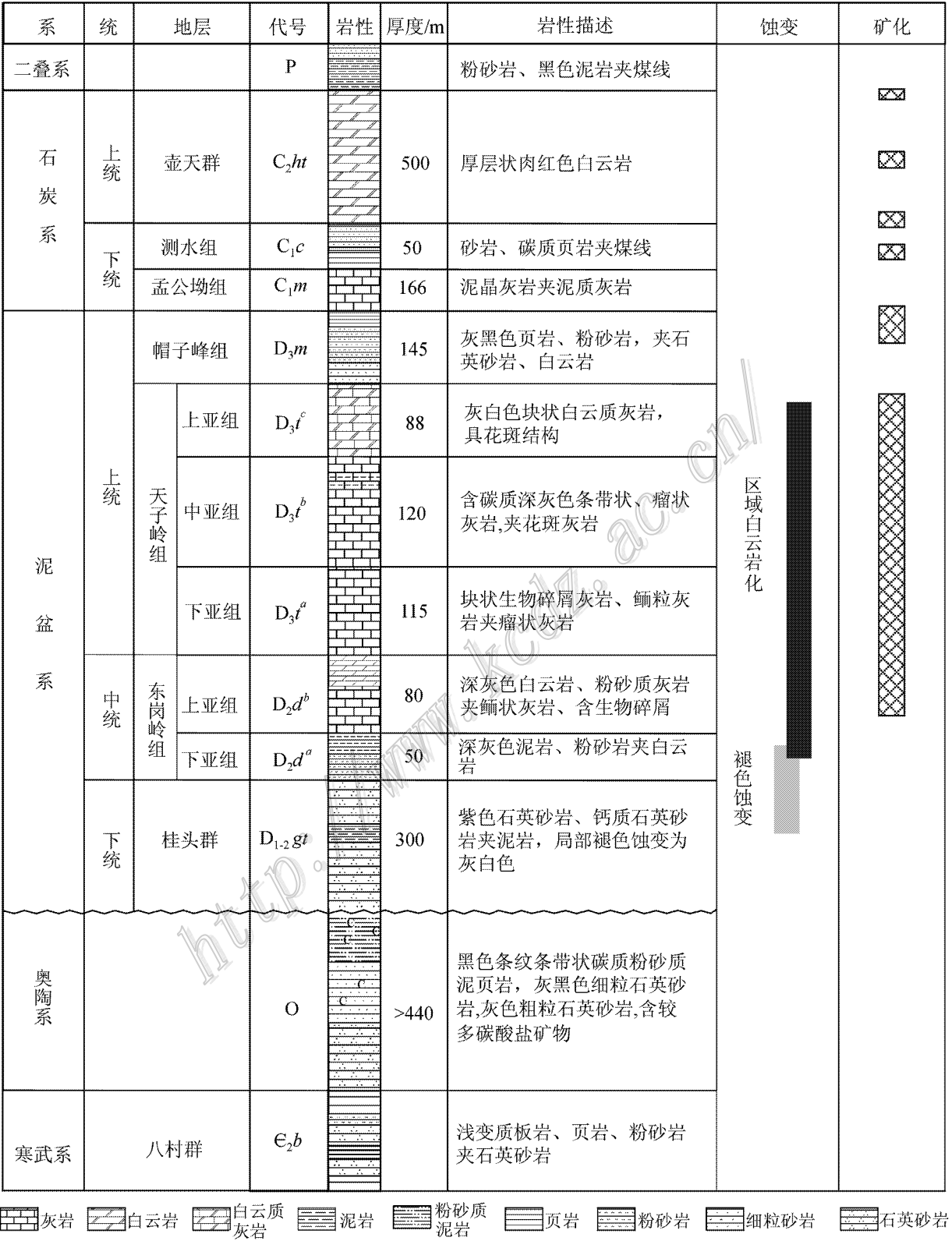


图 3 凡口矿区地层柱状图

Fig. 3 Stratigraphic column of the Fankou ore district

表 1 凡口矿区地层稳定同位素分布特征

Table 1 Distribution characteristics of stable isotopes of the Fankou ore district

样号	岩性	层位	取样位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ /‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon(\text{B})\times 10^{-6}$		
							Pb	Zn	Cu
FKP11-1	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 20 m	2.7	23.2	—	39.7	75.1	5.84
FKP11-2	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 40 m	—	—	—	27.7	64.7	3
FKP11-3	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 60 m	—	—	—	31.3	149	6.6
FKP11-4	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 80 m	—	—	—	82.1	106	5.58
FKP11-5	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 100 m	2.5	24.6	—	56.7	172	6.36
FKP11-6	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 120 m	—	—	—	125	172	6.59
FKP11-7	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 140 m	—	—	—	68.3	109	3.81
FKP11-8	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 160 m	—	—	—	175	248	10.2
FKP11-9	肉红色白云岩	C_2ht	注浆 ZK78 180 m	1.3	17.9	—	91.6	145	7.98
FKP6-04	角砾白云岩	C_2ht	208 线 ZK3 70 m	-4.2	25.1	0.711742	398	1272	1.51
FKP6-05	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 85 m	-3.3	14.5	—	31.9	68.2	1.35
FKP6-06	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 100 m	-3.5	12.6	0.711227	18.8	97.9	0.786
FKP6-07	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 110 m	—	—	—	16.8	111	3.41
FKP6-08	泥质条带灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 120 m	—	—	—	159	489	8.32
FKP6-09	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 130 m	—	—	—	4770	6338	9.24
FKP6-10	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 140 m	-0.8	15.6	0.711518	59.7	158	6.11
FKP6-11	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 150 m	—	—	—	7345	5651	20.5
FKP6-12	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 160 m	—	—	—	113	21.5	5.49
FKP6-13	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 170 m	—	—	—	140	125	13.5
FKP6-14	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 180 m	—	—	—	11.8	20.9	3.5
FKP6-15	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 190 m	2.6	19.4	0.709954	309	817	4.82
FKP6-16	花斑状白云质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 200 m	—	—	—	42.6	29.1	5.94
FKP6-17	泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 210 m	—	—	—	29	120	6.54
FKP6-18	砂屑亮晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 220 m	—	—	—	9.34	62.2	1.99
FKP6-19	砂屑亮晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 230 m	0	15.5	—	15.6	88.9	2.19
FKP6-20	砂屑亮晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$	208 线 ZK3 240 m	0.4	17.2	0.710552	6.27	52.5	1.58
FKP6-21	砂屑泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 250 m	—	—	—	14.4	19.1	9.16
FKP6-22	砂屑泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 260 m	2.2	18.3	—	12.7	14.5	11.8
FKP6-23	砂屑泥灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 270 m	—	—	—	14.2	11.2	5.24
FKP6-24	砂屑泥灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 280 m	2.3	18.5	0.711123	10.1	18	13.8
FKP6-25	砂屑泥灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 290 m	—	—	—	9.26	14.1	11.9
FKP6-26	角砾状泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 300 m	1.2	18.1	0.711394	16.7	52.2	8.06
FKP6-27	砂屑泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 310 m	—	—	—	14.6	60.7	10.4
FKP6-28	砂屑泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 320 m	—	—	—	18.3	55	28.1
FKP6-29	砂屑泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 330 m	—	—	—	19.1	50.1	7.69
FKP6-30	结核状泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 340 m	—	—	—	9.12	11.5	7.5
FKP6-31	结核状泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 350 m	1.9	18.1	0.710831	11.6	12.1	8.49
FKP6-32	结核状泥晶灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 360 m	—	—	—	11.1	11.6	7.83
FKP6-33	鲕粒灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 370 m	—	—	—	3.18	8.95	0.04
FKP6-34	生物碎屑灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 380 m	2.5	19.4	0.710047	9.48	8.2	8.72
FKP6-35	生物碎屑灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 390 m	—	—	—	12.5	48.8	9.79
FKP6-36	生物碎屑灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 400 m	-3.1	17.3	0.711057	14	19.1	11.2
FKP6-37	含粉砂质灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 410 m	—	—	—	4.99	6.36	3.54
FKP6-38	泥质粉砂灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 420 m	—	—	—	19.4	16.6	17.2
FKP6-39	泥质粉砂灰岩	$\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$	208 线 ZK3 430 m	-3.4	17.6	0.713969	17	138	8.51
FKP6-40	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 440 m	—	—	—	8.46	11.9	6.21
FKP6-41	钙质泥质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 450 m	-2.2	17	0.711183	10.9	10.4	9.09
FKP6-42	粉砂质灰岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 460 m	—	—	—	10.7	10.3	6.72
FKP6-43	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 470 m	—	—	—	73.9	235	7.61
FKP6-44	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 480 m	-2	18.3	0.712326	27.7	20.9	12.4
FKP6-45	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 490 m	—	—	—	29.2	55.5	18
FKP6-46	泥质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 500 m	—	—	—	4117	371	249
FKP6-47	泥质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 510 m	0.1	16.5	0.71314	106	329	8.52
FKP6-48	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 520 m	—	—	—	206	106	17.5
FKP6-49	钙质粉砂岩	$\text{D}_2\text{d}^{\text{b}}$	208 线 ZK3 530 m	—	—	—	59.7	33.3	12.4

续表 1
Count. Table 1

样号	岩性	层位	取样位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ /‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\varepsilon(\text{B})\times 10^{-6}$		
							Pb	Zn	Cu
FKP6-50	钙质粉砂岩	D ₂ d ^b	208 线 ZK3 540 m	-4.3	15	0.723321	35.1	40.7	17.3
FKP6-51	深灰色砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 550 m	-	-	-	13.4	27	8.07
FKP6-52	深灰色细砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 560 m	-4.4	16.8	0.721694	10.7	28.9	10.7
FKP6-53	白云母石英砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 570 m	-	-	-	7.64	25.4	5.47
FKP6-54	灰色细砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 580 m	-5	17.1	0.719856	7.66	46.1	10.8
FKP6-55	白云母石英砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 590 m	-	-	-	4.79	66.9	7.13
FKP6-56	泥质粉砂岩	D ₂ d ^a	208 线 ZK3 600 m	-5.2	18.3	0.724405	2067	29987	9275
FKP6-57	灰色砂岩	D _{1-2gt}	208 线 ZK3 610 m	-5.4	16.2	0.724007	5.17	55.1	7.62
FKP6-58	紫色泥质细砂岩	D _{1-2gt}	208 线 ZK3 620 m	-4.5	17.7	0.730645	5.54	47.7	7.64
FKP6-59	紫色泥质粉砂岩	D _{1-2gt}	208 线 ZK3 626 m	-5.3	17.3	0.728877	4.23	42.9	5.38
FKP10-1	生物碎屑灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 0 m	-3.6	17.5	-	72.6	180	19
FKP10-2	含泥质白云质灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 10 m	-3.3	18.1	-	36.7	64.7	13.9
FKP10-3	条带状灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 20 m	-4.5	17.5	-	33.4	71.9	11.9
FKP10-4	深灰色灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 45 m	-4.2	16.2	-	208	526	14.9
FKP10-5	铅锌黄铁矿矿石	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 50 m	-3.9	17.2	-	-	-	-
FKP10-6	粉砂质白云质灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 60 m	-2.7	17.8	-	-	-	-
FKP10-7	粉砂质灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 80 m	-	-	-	665	1459	15.2
FKP10-8	铅锌黄铁矿	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 85 m	-1.1	17.9	-	-	-	-
FKP10-9	灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 90 m	-3.2	17.3	-	813	1435	40.6
FKP10-10	白云质粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 115 m	-3	19.9	-	215	352	27.9
FKP10-11	白云质灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 130 m	-2.4	17.8	-	63	115	18.6
FKP10-12	粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 143 m	0	20.9	-	76.5	133	41.8
FKP10-13	粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 160 m	-1.5	16.6	-	98.3	274	39.8
FKP10-14	粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 175 m	-1.4	17	-	74.5	239	82.2
FKP10-15	灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 190 m	0.8	18.1	-	107	211	13.7
FKP10-16	白云质灰岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 205 m	0	18.3	-	53.7	198	25.1
FKP10-17	灰质白云岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 220 m	-0.5	17.9	-	23.8	74.3	48.3
FKP10-18	白云岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 235 m	-1.8	17.1	-	35.5	90.2	21.5
FKP10-19	白云岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 250 m	-1.8	15.8	-	40.6	57	20.3
FKP10-20	白云质粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 265 m	-2.2	17	-	76.4	122	23.8
FKP10-21	砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 280 m	-1.9	20.4	-	36.3	87.3	17.8
FKP10-22	粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 290 m	-2.5	17.1	-	155	258	115
FKP10-23	粉砂岩	D ₂ d ^b	-201 线 ZK1 300 m	-2.1	19.7	-	16.4	47.7	16.8
FKP10-24	粉砂岩	D ₂ d ^a	-201 线 ZK1 310 m	-5	15.4	-	16.5	59.6	24.5
FKP10-25	砂岩	D ₂ d ^a	-201 线 ZK1 320 m	-5.5	17.5	-	30.9	83.5	33.2
FKP10-26	砂岩	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 330 m	-5.9	19.8	-	22.7	85.6	54.9
FKP10-27	砂岩互层	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 340 m	-5.7	20.5	-	126	213	22.3
FKP10-28	砂岩互层	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 350 m	-6.1	16.7	-	18.1	87.3	21.4
FKP10-29	粉砂岩	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 360 m	-5.2	16.9	-	19.9	69.6	19.6
FKP10-30	砂岩	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 370 m	-5.3	21.9	-	18.5	81	29.8
FKP10-31	砂岩	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 380 m	-5.5	16.7	-	24	52.9	17.5
FKP10-32	砂岩互层	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 390 m	-4.7	14.2	-	98.5	52.3	13
FKP10-33	褪色砂岩	D _{1-2gt}	-201 线 ZK1 400 m	-4.7	16.2	-	25.6	71	18.2
FKP10-34	灰黑色砂质泥页岩	O	-201 线 ZK1 410 m	-5.6	18.2	-	37.6	70	89.9
FKP10-35	黑色中细粒砂岩	O	-201 线 ZK1 430 m	-6.3	15.6	-	26	69	46.5
FKP10-36	黑色砂质泥页岩	O	-201 线 ZK1 450 m	-5.9	16.5	-	24.5	72.6	69.1
FKP10-37	灰黑色中细粒砂岩	O	-201 线 ZK1 480 m	-	-	-	41.6	48	60.7
FKP10-38	灰黑色中细粒砂岩	O	-201 线 ZK1 510 m	-5.5	12.1	-	432	78.9	42
FKP10-39	灰黑色中细粒砂岩	O	-201 线 ZK1 540 m	-6.2	15.8	-	38	69.1	29.4
FKP10-40	灰黑色中细粒砂岩	O	-201 线 ZK1 570 m	-	-	-	36.8	98.3	70.8
FKP10-41	辉绿岩		-201 线 ZK1 610 m	-	-	-	32.5	66	29.7
FKP10-42	灰色中粗粒石英砂岩	O	-201 线 ZK1 650 m	-8.8	15.5	-	38.5	39.9	17
FKP10-43	灰色中粗粒石英砂岩	O	-201 线 ZK1 690 m	-	-	-	10.6	28.6	16.1
FKP10-44	灰色中粗粒石英砂岩	O	-201 线 ZK1 730 m	-	-	-	24	64.8	44.5
FKP10-45	灰色中粗粒石英砂岩	O	-201 线 ZK1 780 m	-7.4	10.4	-	29.6	62.5	29.7

注:FKP6 剖面碳、氧同位素数据引自韩英,2011。“-”为未检测。

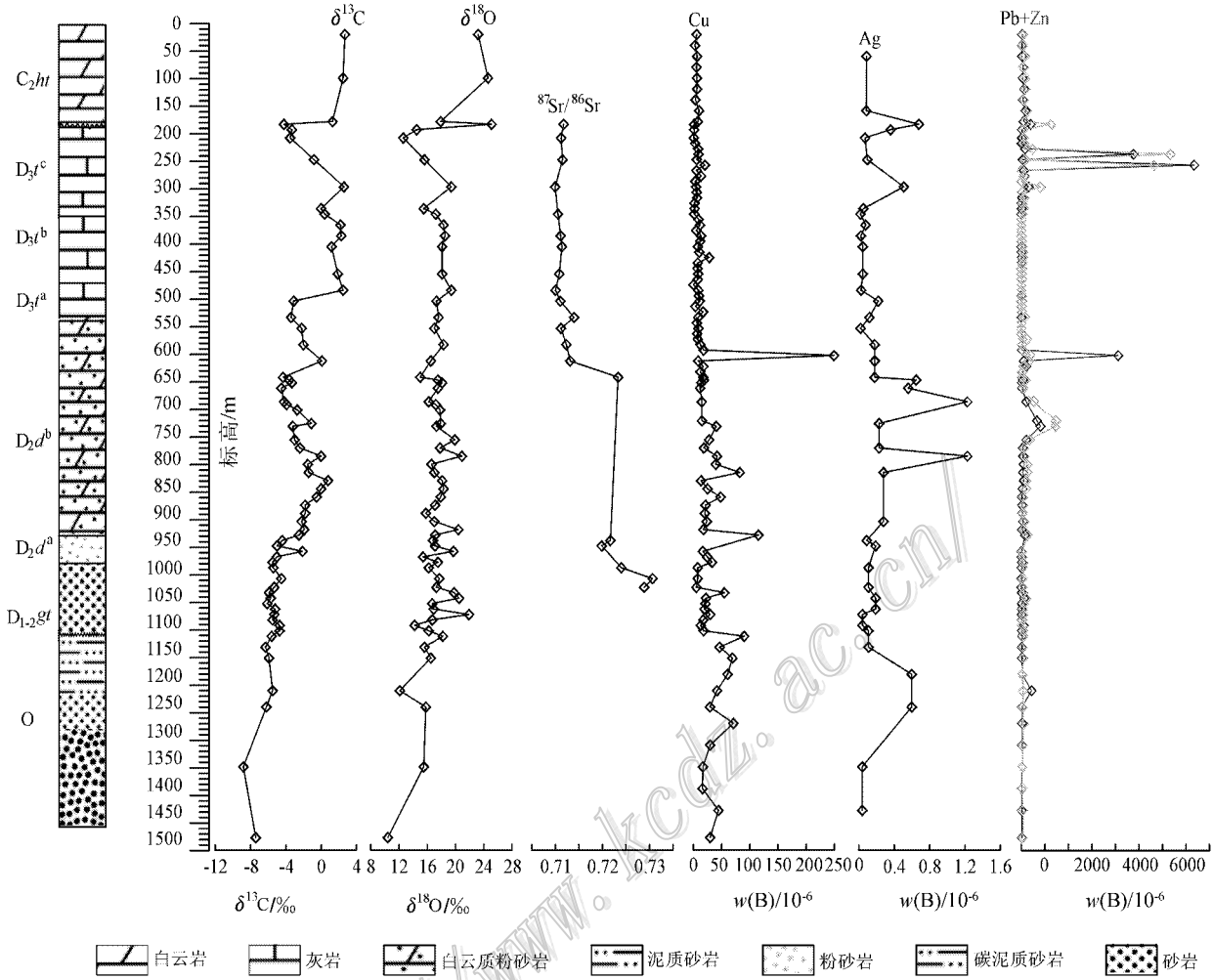


图 4 凡口矿区地层碳、氧、锶同位素及成矿元素地球化学剖面特征

Fig. 4 Geochemical characteristics of carbon , oxygen and strontium in strata of the Fankou ore district

王安甲等(2008)研究认为, $\delta^{13}\text{C}$ 演化与海平面升降正向相关, 杜小弟等(1994)研究显示 $\delta^{18}\text{O}$ 值在垂向上的变化与古海平面的升降变化都呈现负相关的特点。泥盆纪早期, 凡口矿区正发生大规模的海侵事件, 海平面上升, 矿区内 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐增大, 及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值逐渐降低的特点正好与之相对应。

(4) 第四段: $\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$ 及其上、下过渡地层 ($\text{D}_3\text{t}^{\text{b}}$ 、 $\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$ 下部和 $\text{D}_3\text{t}^{\text{a}}$ 上部)

凡口矿区的主要赋矿岩层 $\delta^{13}\text{C}$ 值集中分布在 $0 \sim 2.6\text{‰}$, 平均值 1.64‰ , 全部大于 0 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线明显正向漂移。该时期仍处于海进阶段, 海平面持续升高, 海水中的生物大量分馏 ^{12}C , 使得海水中的 ^{13}C 相对增加, 形成的碳酸盐岩具有较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 。

$\delta^{18}\text{O}$ 值为 $15.5\text{‰} \sim 19.4\text{‰}$, 变化幅度小, 平均值 18.06‰ 。该段岩层中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线表现出相

似的变化特征, 除了海水中的生物对 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响外, 可能也与该段的矿化作用有关。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.7110 \sim 0.7114$, 平均值 0.7105 较下部紫红色砂岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值显著降低, 深部热液作用也明显减弱, 进一步显示热液作用对锶同位素的影响。

(5) 第五段: $\text{D}_3\text{t}^{\text{c}}$ 上部岩性段

$\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-3.5\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$, 平均值 -2.53‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $12.6\text{‰} \sim 15.6\text{‰}$, 平均值 14.23‰ ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.7112 \sim 0.7115$, 分布集中, 平均值 0.7114 , 与下部瘤状灰岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相近。该时期大规模的海侵已经结束, 进入海侵末期, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小, 该时期海平面相对平稳, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化较小。

黄思静(2010)研究显示, 凡口周边上扬子地台

区泥盆系正常海相碳酸盐岩的平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.707 93,其上、中、下泥盆统分别为0.708 27、0.708 02和0.708 39。凡口矿区上、中、下泥盆统 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别为0.710 94、0.714 99和0.727 84,较上扬子地台明显偏高,这可能与凡口矿区泥盆系受到热液蚀变有关,随着地层深度变浅,蚀变作用逐渐减弱, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值也逐渐变小。

(6) 第六段:石炭系壶天群(C_2ht)岩性段

可作为凡口矿区的盖层。 $\delta^{13}\text{C}$ 值为1.3‰~2.7‰,平均值2.17‰; $\delta^{18}\text{O}$ 值为17.9‰~24.6‰,平均值21.9‰,较其他各层 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值高,这可能与该层中粗粒白云岩的岩性有关,它是由一些孔隙度较高的礁、滩相沉积物在相对封闭的埋藏成岩环境中受白云石化作用形成的(Palmer et al., 1989),与下部沉积海相碳酸盐岩的粒度、孔隙度及成岩环境都不同。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.71174,与正常海相碳酸盐岩相比明显偏高(黄思静, 2010)研究显示,正常海相碳酸盐岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.7079)。

综上所述,凡口矿区底部的(似)奥陶系与泥盆系桂头群呈不整合接触,奥陶系基本无热液活动痕迹,与成矿无直接关系。单就各时代地层来讲,奥陶系(O)的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低,与其他地层明显不同;泥盆系(D)由深到浅,碳酸盐矿物逐渐增多,蚀变作用减弱, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值具递增趋势,其中 $\delta^{13}\text{C}$ 值增幅显著, $\delta^{18}\text{O}$ 值稍缓, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值则逐渐减小,显示碳、氧、锶同位素的变化与古地理环境及后期热液蚀变作用密切相关;石炭系(C_2ht)白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值则远高于泥盆系各地层,与泥盆系碳酸盐岩性质明显不同。矿区中, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的总体范围为0.709 954~0.730 645,平均值0.7154,与向芳等(2001)研究的壳源硅铝质岩石风化物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.720±0.005)相近,显示明显的壳源特点。

凡口矿区的主成矿元素Pb、Zn、Cu、Ag的曲线在 D_2d^b 、 D_3t^a 及 D_3t^c 中整体上明显向左波动,即上述元素含量明显增加(图4)。陈学明等(1998)研究认为,越靠近矿层,凡口矿区的成矿元素含量越高,与本文的研究结果相似。矿区底部奥陶系中Cu、Ag含量偏高,仅与该地层的陆源碎屑沉积物有关。

4 结 论

(1) 揭露了凡口矿区-1060~-1500 m的黑色碳质硅质泥页岩的岩性段可能为奥陶系,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为

-6.5‰, $\delta^{18}\text{O}$ 值为14.9‰, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低,与韶关幅地质资料的对比,及各层的稳定同位素结果,显示该段岩层应归属于奥陶系岩层。

(2) 泥盆纪时期,该区地层为一个完整的海侵海退沉积旋回。早泥盆世→中晚泥盆世→晚泥盆世,海平面变化为海侵开始→海侵扩大→海侵结束,对应地层中 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值由小变大,再变小($\delta^{13}\text{C}$ 值分别为-5.21‰、-0.28‰及-2.53‰); $\delta^{18}\text{O}$ 值变化规律不明显,大体上与 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化规律相反, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别为0.7201、0.7124及0.7114,表现出由大变小的特点,锶主要来源于地壳。泥盆系中的Pb、Zn等主成矿元素含量明显升高,与该段 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值整体升高具有一定关系。

矿区地层中稳定同位素的变化,除了受岩性的影响外,后期的热液蚀变作用也是一个重要的影响因素,其对地层中碳酸盐岩的影响,也为成矿金属元素的聚集、沉淀提供了一定的条件。

(3) 石炭系(C_2ht)白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为2.17‰, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为21.9‰,远大于泥盆纪各地层,与泥盆系碳酸盐岩明显不同,受后期热液作用不明显,厚层状的白云岩作为凡口矿区的盖层,与泥盆系之间存在厚几米到几十米不等的碎裂泥质物(即“破乱层”),起到遮挡层的作用,阻止了成矿流体继续向上运移,为在下部的泥盆系碳酸盐岩中成矿提供了条件。

参考文献/References

- 陈学明,邓军,翟裕生. 1998. 凡口铅锌矿床海底热泉喷溢成矿的物理化学环境[J]. 矿床地质, 17(3): 240-246.
- 杜小弟,刘万洙,王东坡. 1994. 碳同位素与海平面变化——以新疆柯坪地区上震旦统—奥陶系碳同位素剖面为例[J]. 世界地质, 13(3): 120-123.
- 韩英,王京彬,祝新友,郭宁宁,李顺庭,王艳丽. 2011. 广东凡口铅锌矿碳同位素地球化学特征及其地质意义[J]. 地质与勘探, 47(4): 642-648.
- 黄思静. 2010. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社.
- 王安甲,初广震,黄文辉,王旭. 2008. 塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩碳氧稳定同位素地球化学特征[J]. 成都理工大学学报, 35(6): 700-704.
- 向芳,王成善. 2001. 锶同位素在沉积学中的应用新进展[J]. 地质地球化学, 29(1): 79-82.
- 徐义洪. 2007. 粤北复控型矿床特征及找矿方向[J]. 中国矿山工程,

36(4):11-13.

张术根,丁存根,李明高. 2009. 凡口铅锌矿区闪锌矿的成因矿物学特征研究[J]. 岩石矿物学杂志, 28(4): 364-374.

曾允孚,沈德麟,张锦泉. 1987. 南岭泥盆系层控矿床[M]. 北京:地质出版社. 80-85.

曾允孚,张锦泉,刘文均. 1993. 中国南方泥盆纪岩相古地理与成

矿作用[M]. 北京:地质出版社. 37-47.

郑庆年. 1996. 广东凡口铅锌矿[M]. 北京:冶金工业出版社. 108-115.

Palmer M R and Edmond J M. 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 92: 11-26.



“2013 中国最具国际影响力学术期刊”揭晓

2013 年 12 月 30 日,中国新闻出版报以专版的形式在 07 和 08 版分别刊登了“2013 中国最具国际影响力学术期刊”、“2013 中国国际影响力优秀学术期刊”和“2013 中国最具国际影响力学术期刊、2013 中国国际影响力优秀学术期刊”发布报告。这是由中国学术期刊(光盘版)电子杂志社、清华大学图书馆、中国学术文献国际评价研究中心(简称“评价中心”)继 2012 年首次遴选、发布后再次发布的。进入遴选范围内的期刊首先需具备以下条件:①具有 CN 刊号;②连续 3 年及以上正常出版;③国际他引影响因子、国际他引总被引频次均大于 0;④所发表的文献 50% 以上为研究论文。符合上述条件的学术期刊共有 4622 种,其中科技期刊 3502 种,人文社科期刊 1120 种。评价中心再根据“期刊国际影响力指数”分科技、人文社科两个序列对我国学术期刊进行排序,根据该指数高低按 TOP5% 选出“2013 中国最具国际影响力学术期刊”,按 TOP5-10% 选出“2013 中国国际影响力优秀学术期刊”,科技期刊各 175 种,社科期刊各 56 种。“2013 中国最具国际影响力学术期刊(自然科学与工程技术)”按照国际影响力指数(CI: 是指在国际引证统计源范围内,利用基本计量指标构建的能够较为全面反映期刊国际影响力的综合计量指标)排名《岩石学报》、《地质学报》、《地学前缘》、《矿床地质》和《地质论评》分别以 262.041、203.409、134.355、111.048 和 107.666,位居中文地质类期刊前 5 名。

中国地质科学院矿产资源研究所 苏杭 供稿