

陈杰, 段士刚, 张作衡, 等. 新疆西天山式可布台铁矿地质、矿物化学和 S 同位素特征及其对矿床成因的约束[J]. 中国地质, 2014, 41(6): 1833–1852.

Chen Jie, Duan Shigang, Zhang Zuoheng, et al. Geology, mineral chemistry and sulfur isotope geochemistry of the Shikebutai iron deposit in West Tianshan Mountains, Xinjiang: Constraints on genesis of the deposit[J]. Geology in China, 2014, 41(6): 1833–1852 (in Chinese with English abstract).

## 新疆西天山式可布台铁矿地质、矿物化学和 S 同位素特征及其对矿床成因的约束

陈 杰<sup>1,2</sup> 段士刚<sup>2</sup> 张作衡<sup>2</sup> 罗 刚<sup>3</sup> 蒋宗胜<sup>2</sup> 骆文娟<sup>2</sup> 王大川<sup>1</sup> 郑仁乔<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 3. 四川省地质矿产勘查开发局四〇五地质队, 四川 成都 611830)

**摘要:**新疆西天山式可布台铁矿发育于伊犁裂谷内, 赋存于上石炭统中酸性火山碎屑岩、浅变质片岩、千枚岩中, 矿体呈层状、似层状以及透镜状顺层产出。金属矿物以赤铁矿、镜铁矿为主, 含少量黄铁矿、菱铁矿; 脉石矿物主要为碧玉、重晶石、石英以及少量方解石。矿石构造以条带状、纹层状和块状为主, 矿物结构多为隐晶质结构、半自形结构以及充填结构。矿床分为 4 个成矿阶段, 即黄铁矿–赤铁矿–铁碧玉–重晶石阶段、菱铁矿–软锰矿阶段、石英–镜铁矿阶段、氧化物阶段。矿体顺层产出和发育纹层状矿石构造指示矿床为沉积成因。电子探针分析显示: (1) 块状赤铁矿  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{SiO}_2$  含量相对分散, 推测这可能与块状矿石快速沉淀结晶有关, 暗示了剧烈的流体喷流活动, 而纹层状和条带状赤铁矿  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{SiO}_2$  含量相对集中则反映平静的沉积环境以及微弱的喷流活动, 两者的比较可能暗示了成矿过程中流体喷溢速率以及沉积环境都不断改变; (2) 黄铁矿中含有较高的 Co、Ni 比, 显示其形成与火山作用关系密切; (3) 菱铁矿的  $\text{FeO}_T$  与  $\text{MnO}+\text{MgO}$  含量呈负相关关系, 并形成两个聚集区, 与镜下其具有不同特征相吻合, 可能暗示了成矿后期菱铁矿随热液析出时候发生了分异作用。黄铁矿 ( $\delta^{34}\text{S}=-6.1\text{‰}\sim-6.5\text{‰}$ ) 和重晶石 ( $\delta^{34}\text{S}=12.9\text{‰}$ ) 硫同位素组成显示曾发生过硫酸盐和硫化物之间的硫同位素分馏作用, 成矿热液的硫可能来源于岩浆硫。综合分析认为, 式可布台铁矿可能为海相火山喷流沉积型铁矿床。

**关键词:** 赤铁矿; 电子探针; 硫同位素; 地质特征; 式可布台; 海相火山岩型铁矿

**中图分类号:** P618.31 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000–3657(2014)06–1833–20

新疆西天山地区经历了长期复杂的地质演化, 形成了丰富的矿产资源。随着近年来地质勘探和找矿工作的不断深入, 在该地区发现了大量的铁矿床, 它们集中分布在阿吾拉勒铁矿带内。前人对这些铁矿已经开展了不同程度的研究, 一般认为这些铁矿(如智博铁矿、敦德铁矿、查岗诺尔铁矿以及备战铁矿等)的形成与火山活动以及岩浆热液交代有

密切的关系<sup>[1–5]</sup>。但部分矿床的成因还存在争议, 例如对松湖铁矿存在岩浆热液成因<sup>[6]</sup>和火山沉积成因<sup>[7]</sup>两种不同观点。然而近年来关于显生宙火山沉积作用形成富赤铁矿床的报道十分少, 显生宙海底火山喷流沉积作用能否形成富赤铁矿床值得探索。位于同一成矿带内的式可布台铁矿, 具有明显的沉积成矿特征<sup>[8]</sup>, 该矿床的成因对研究显生宙海底富铁流体

收稿日期: 2014–10–12; 改回日期: 2014–11–08

基金项目: 国家科技支撑计划(2011BAB06B02)、国家自然科学基金项目(41203035)、国家重点基础研究发展计划(2012CB416803)和中国地质调查局地质矿产调查评价项目(1212011090300)联合资助。

作者简介: 陈杰, 男, 1991 年生, 硕士, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: deepstarry@sina.cn。

通讯作者: 段士刚, 男, 1983 年生, 博士, 研究方向为矿床学与矿床地球化学; E-mail: dsq1102231@163.com。

喷发能否形成铁矿具有很好的指示作用。

式可布台铁矿最早于1952年由西北地质局新疆地质调查所发现并进行踏勘工作,其矿石全铁平均品位为56.66%,最高为66.7%,其中富铁矿石约占70%,是新疆西天山阿吾拉勒成矿带上的一处重要的中型海相火山沉积富铁矿。前人对其研究较少,目前在矿床成因以及成矿物质来源上仍存在争议:(1)1953年最初的地质工作认为该矿床属于热液交代矿床;(2)随后开展普查工作则认为该矿是热液富集沉积变质铁矿<sup>①</sup>以及火山岩型铁矿<sup>②</sup>;(3)王曰伦等在矿体围岩绢云母片岩、绢云母千枚岩以及矿体的顶板中发现有火山弹的分布,分析证明这些火山弹形成于海相环境并含有大量的Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,认为式可布台矿床为海相火山沉积型铁矿<sup>③</sup>;(4)近年来的研究也认为该矿床的形成与深部地壳物质以富矿流体形式喷出海底有关<sup>[10-12]</sup>。本文在详细矿床地质特征研究的基础上,试图通过赤铁矿、菱铁矿、黄铁矿的电子探针成分分析以及硫同位素分析,揭示成矿物质来源和成矿作用,探讨式可布台铁矿的成因。

## 1 区域地质

式可布台铁矿床在大地构造上位于西天山造山带哈萨克斯坦—准噶尔板块内的穆尔库姆—克齐尔库—伊犁微板块内。西天山地区为一东西向长三角形地质块体(图1),其北为依连哈比尔尕山北坡推覆断裂带,其南为黑英山—霍拉山推覆断裂带<sup>[13]</sup>,整体上表现为北缘向南,南缘向北的逆掩推覆扇形复合造山带<sup>[12]</sup>。

区域内出露地层包括:前寒武系元古宇浅变质斜长片麻岩、二云母片岩、斜长角闪片岩、大理岩、板岩、千枚岩以及未变质的灰岩等;寒武系泥岩、砂岩、粉砂岩、磷块岩和灰岩等;奥陶系浅海相沉积碳酸盐岩、碎屑岩;志留系砂岩、粉砂岩、泥岩、灰岩、熔岩和凝灰岩等;泥盆系砂岩、粉砂岩、砾岩、灰岩、熔岩和凝灰岩等;石炭系大哈拉军山组中基性熔岩、中酸性火山碎屑岩和砂砾岩,阿恰勒河组砾岩、砂岩、灰岩、页岩夹凝灰岩,依什基里克组中酸性火山岩、中酸性火山碎屑岩、浅变质的千枚岩、片岩、绢云母化片岩;二叠系英安岩、玄武岩、流纹岩夹砂

砾岩以及侏罗系陆相碎屑含煤建造<sup>[12]</sup>。

西天山地区岩浆作用发育,具有多期活动的特征<sup>[13]</sup>。侵入岩以花岗岩为主,从岩株、岩基到岩墙都有发育<sup>[12]</sup>,并分别沿北部依连哈比尔尕断裂以及南部尼古拉耶夫线—那拉提北坡断裂呈带状分布。侵入活动开始于志留纪,花岗岩主要由二长花岗岩、花岗闪长岩以及钾长花岗岩组成,具有弧花岗岩特征<sup>[15]</sup>。泥盆纪侵入活动加强,主要在长阿吾子—乌瓦门断裂北侧和那拉提北缘形成了大量二长花岗岩、花岗闪长岩,显示出正常弧花岗岩特征<sup>[16]</sup>。石炭纪侵入活动最为剧烈,区内广泛发育大量的花岗闪长岩,其中北天山花岗岩具有“S”型花岗岩特征<sup>[15]</sup>,那拉提山花岗岩具有大陆花岗岩特征。二叠纪侵入活动已经很弱,仅在东部发育有少量的二长花岗岩以及钾长花岗岩,表现出“A”型花岗岩的特征<sup>[15]</sup>。

区内构造作用以断裂构造为主,主要由北部依连哈比尔尕断裂、南部的尼古拉耶夫线—那拉提北坡断裂和长阿吾子—乌瓦门断裂这三大区域性深大断裂组成,因受到走滑作用的影响<sup>[17]</sup>,大部分近EW走向的断裂被不同程度的改造至NE—SE走向。褶皱以NWW向巩乃斯复向斜为主<sup>[18]</sup>,此外区内还发育火山机构<sup>[2]</sup>。

西天山地区经历了长期复杂的地质演化,古元古代持续的火山喷发作用以及岩浆分异作用使西天山地区太古宇古陆核固化并增生<sup>[19]</sup>并逐渐形成泛大陆,砂泥质海相浊流沉积和少量的中基性—中酸性的火山岩及火山碎屑岩经变质形成温泉群结晶基底<sup>[13]</sup>,随后中元古代泛大陆裂解<sup>[20]</sup>,格林威尔造山运动(1300~900 Ma)汇聚了裂解的陆块形成Rodinia古陆<sup>[19]</sup>。早古生代构造运动强烈,伊犁洋于中奥陶世打开,晚志留世双向俯冲并封闭,南天山地区于晚奥陶世逐渐发育一系列微洋盆<sup>[19]</sup>。晚古生代区内火山活动强烈,泥盆纪南天山微洋盆逐渐关闭,早石炭世北天山洋打开,伊犁盆地因处于以拉张为主的动力环境下发生强烈的断陷作用形成伊犁裂谷接受火山沉积作用<sup>[13]</sup>,晚石炭世全区经历造山运动抬升,北天山洋及南天山微洋盆消亡挤压造山,伊犁裂谷残留洋区继续接受沉积,全区含矿岩浆活动极其活跃,这些含矿的岩浆与区内众多的铁矿形成

①式可布台勘探报告. 内部资料. 1959.

②中国地质科学院地质矿产研究所. 我国富矿三十例. 1975.

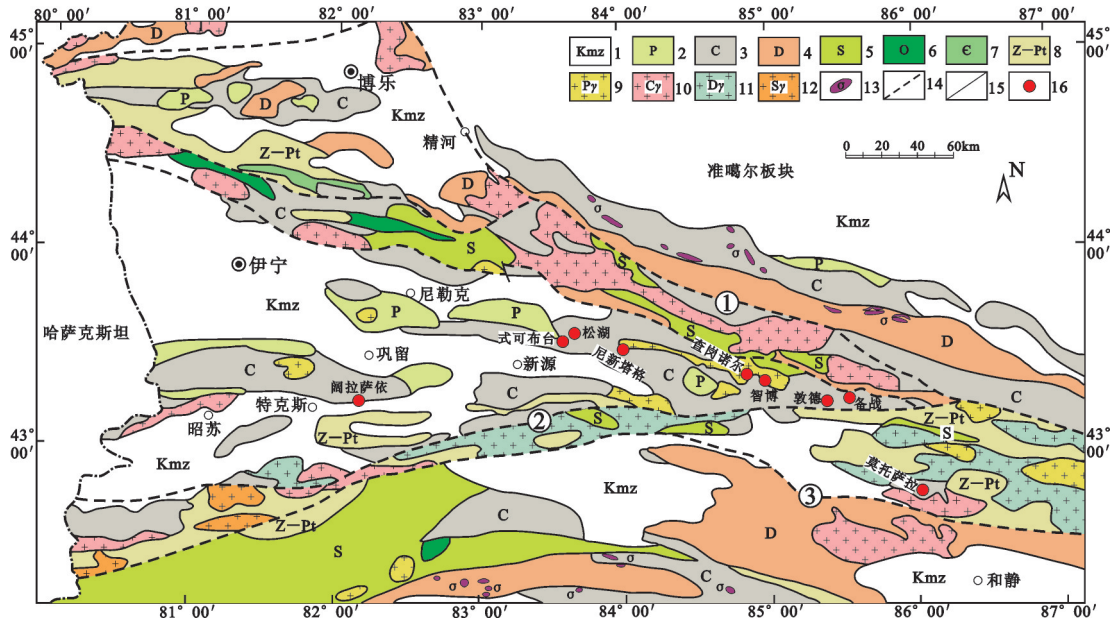


图1 新疆西天山区域地质及主要铁矿床分布图(据文献[12, 14, 15]修改)

1—中—新生界;2—二叠系;3—石炭系;4—泥盆系;5—志留系;6—奥陶系;7—寒武系;8—前寒武系;9—二叠纪花岗岩;10—石炭纪花岗岩;  
11—泥盆纪花岗岩;12—志留纪花岗岩;13—镁铁质—超镁铁质岩;14—主要断裂;15—地质界线;16—主要铁矿床;  
断裂:①—依连哈比尔尕断裂;②—尼古拉耶夫线—那拉提北坡断裂;③—长阿吾子—乌瓦门断裂

Fig. 1 Geological map showing regional geology and distribution of main iron deposits in West Tianshan Mountains (modified after Li Fengming et al., 2011; Zhu Zhixin et al., 2011; Zhang Zuoheng et al., 2012)

1—Cenozoic-Mesozoic; 2—Permian; 3—Carboniferous; 4—Devonian; 5—Silurian; 6—Ordovician; 7—Cambrian; 8—Precambrian;  
9—Permian granitoids; 10—Carboniferous granitoids; 11—Devonian granitoids; 12—Silurian granitoids; 13—Mafic-ultramafic rocks;  
14—Main fault; 15—Geological boundary; 16—Main iron deposit  
Fault: ①—Yilianhabierga fault; ②—Nikolaev-North Nalati fault; ③—Changawuzi-Wuwamen fault

在时间上和空间上有密切的关系。中生代以后西天山地区构造运动逐渐减弱,晚二叠世末期持续50 Ma的西天山北缘右旋走滑作用以及南缘左旋走滑作用<sup>[17,21]</sup>使西天山地区形成了现今的三角形地质块体,在2 Ma的欧亚大陆碰撞汇聚造山的巨大应力下,西天山全区地壳缩短造山<sup>[22]</sup>形成了现今的地质地貌特征。

## 2 矿床地质

### 2.1 矿区地质

式可布台铁矿位于新疆伊犁哈萨克自治州新源县东北开普台村北部,位于天山石炭纪伊犁裂谷内。矿区内主要出露上石炭统依什基里克组(图2-A),从下至上分为4个岩性段,第一岩性段为式可布台铁矿的赋矿围岩,主要以中酸性火山岩、中酸性火山碎屑岩、浅变质的千枚岩、片岩、绢云母化片

岩为主,并含有少量泥灰岩夹层;第二岩性段为层状安山质火山角砾岩、凝灰岩以及安山岩,其中发育有少量热液裂隙充填型磁铁矿;第三岩性段为层状安山质火山角砾岩、层状粗安质火山角砾岩,层状凝灰岩和粉尘岩、粗安岩以及安山岩,底部为巨厚层砂砾岩和次圆状复成分火山角砾岩;第四岩性段为层状安山质凝灰岩、层状粗安质凝灰岩、层状安山质角砾岩、层状粗安质火山角砾岩以及层状火山角砾岩,底部为厚层次圆状火山角砾岩。此外,矿区中部沿E-W向发育有一条含金黄铁矿化硅化角砾岩带。

矿区内侵入岩发育(图2-A),在南部发育313 Ma的上石炭统中细粒花岗闪长岩体,在南东部发育281 Ma的上石炭统中粒二长花岗岩体、331 Ma的中细粒辉长岩体以及313 Ma中细粒花岗闪长岩体<sup>①</sup>,它们被均被断层破坏。矿区内发育两条石英

①新疆地矿局第二区域地质调查大队. 卡把巴特木依那克幅 1:50000 区域地质调查报告. 2005.

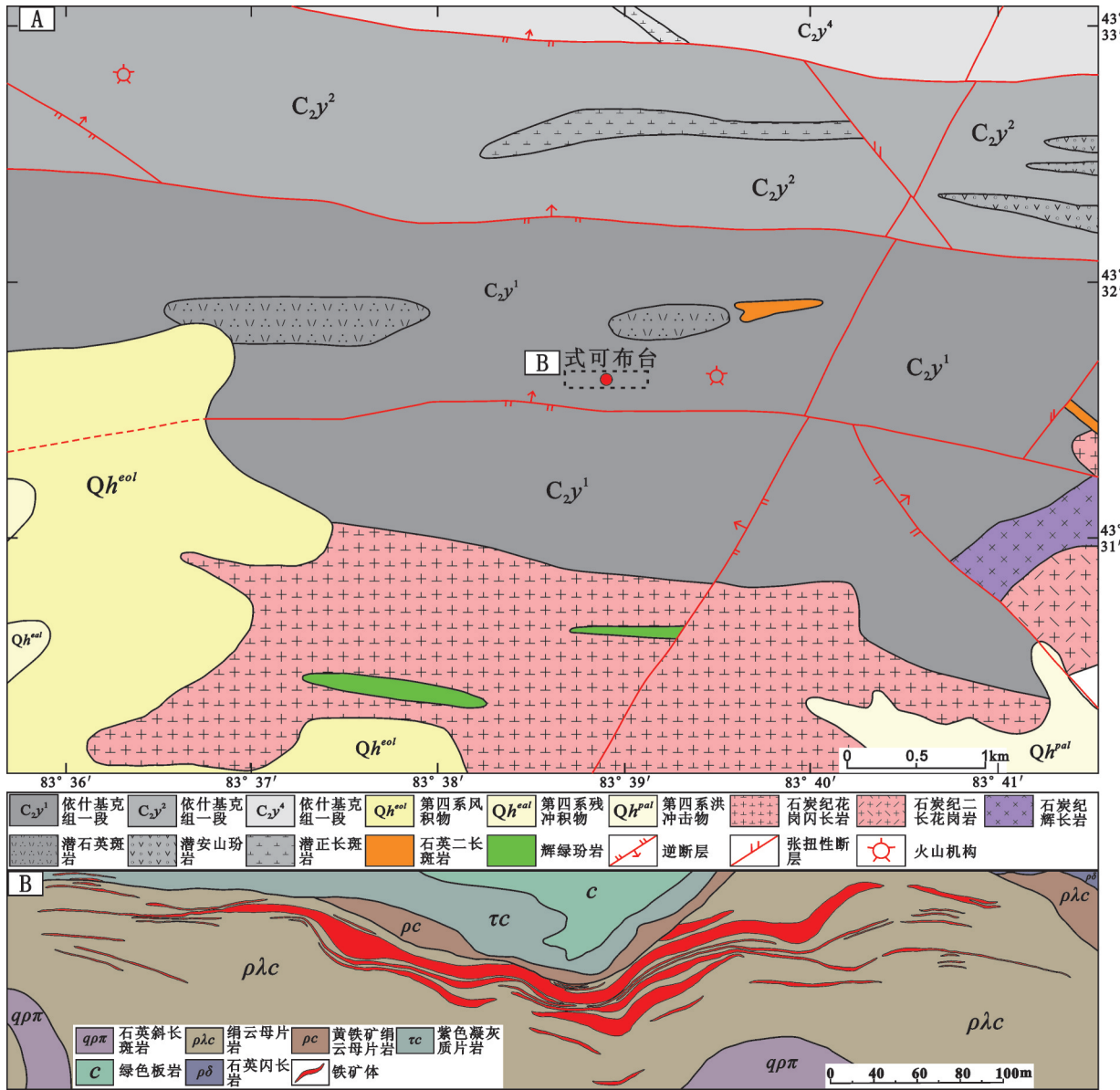


图2 式可布台矿区地质图(A,据①修改);式可布台矿床主矿段地质图(B,据②修改)

Fig.2 Geological map of the Shikebutai iron deposit (A, modified after No. 2 Regional Geological Investigation Party of Xinjiang, 20051); Geological map of the major ore block of the Shikebutai iron deposit (B, modified after No. 711 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology, 1958)

二长斑岩脉,其中一条长约1.2 km、走向近E-W位于矿区中部,另外一条位于东部花岗闪长岩体中,走向NW并被断层所错断。南部发育两条212 Ma走向近E-W的辉绿玢岩脉,其中一条长约2.6 km,另一条长约1.6 km并被NE走向的逆断层错断。尽

管矿区岩体和岩脉比较发育,但是它们和铁矿的形成没有直接的关系。

矿区断裂构造发育(图2-A),根据各断裂之间的切穿关系,判断由早到晚分别发育NE向、NW向以及近E-W向3组断裂。早期NE向断裂主要为一

①新疆地矿局第二区域地质调查大队. 卡把巴特木依那克幅 1:50000 区域地质调查报告. 2005.

②新疆维吾尔自治区地质局711队. 新疆式可布台铁矿普查报告. 1958.

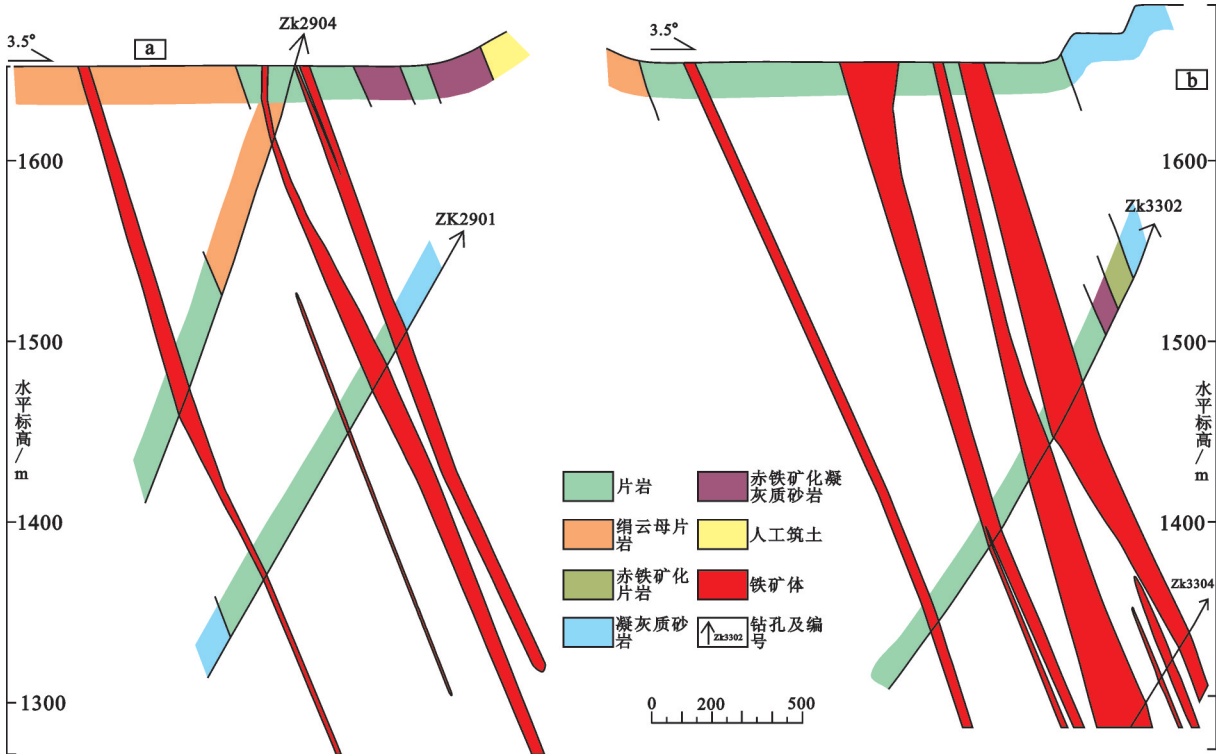


图3 式可布台铁矿29(a)、33(b)号勘查线剖面图(据①修改)

Fig.3 Geological section along No. 29 (a) and No. 33 (b) exploration lines in the Shikebutai iron deposit (modified after No. 405 Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, 2012)

组横贯矿区的逆断层,其倾角较陡,约为 $80^{\circ}$ ,在其东部有一小型平行的张性扭压断层,倾角稍缓,约为 $60^{\circ}$ 。中期NW向断裂切穿早期NE向断裂,主要为逆断层和张扭性断层,倾角较陡,约为 $70^{\circ}$ 。晚期近E-W向逆断层占主导地位并延伸至矿区外,在平面上呈平行排列并切穿早期和中期断裂,倾角变化大, $47^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 都有发育,总体上向西呈变缓趋势。区域上平行分布的近E-W向逆断层向北延伸在走向有向东靠近的趋势,此外NW向断裂向NW方向延伸压扭性断层更为发育,暗示矿区经历过一个由SW向NE挤压的地质运动。

## 2.2 矿体特征

矿区全长约4 km,宽约1.3 km,可以分为主矿段、东矿段和西矿段。主矿段东西长约1.3 km,宽约100 m(图2-B),共有14层矿体,其中有3层较厚矿体,在深部倾角变陡。西矿段北带长约300 m,宽5~20 m;南带长约400 m,宽约20 m。东矿段长约1.2

km,南北带各含2层矿体。主矿段赋存了矿区主要的矿体,相较于东、西矿段矿体的层数更多,单个矿层更厚。矿体形态规则,主要呈层状、似层状和透镜状顺层产出于围岩中(图3,图4-A),其中含有大量的层状铁碧玉以及层状重晶石夹层。在平面上矿体向东、西延伸,并逐渐变薄直至尖灭(图2-B),空间上向深部矿体厚度减小,铁碧玉夹层逐渐增多。矿体的全铁平均品位为56.66%,最高可至66.7%,其中富铁矿石约占70%,整体上主矿段最富,东矿段次之,西矿段较贫。矿石杂质含量较低,平均硫含量为0.278%,二氧化硅多为5%~10%,磷的含量一般小于0.05%。

矿体和围岩中发育大量的石英脉,其中围岩中脉体更宽,延伸较长,并且在主脉边部常沿裂隙发育众多小脉体(图4-B),脉体中常发育有结晶较好的镜铁矿(图4-C)。相对于发育在蚀变围岩中的石英脉,未蚀变围岩以及矿体中的石英脉结晶更

① 四川省地质矿产开发局405地质队. 新疆新源县式可布台铁矿深部详查报告. 2012.

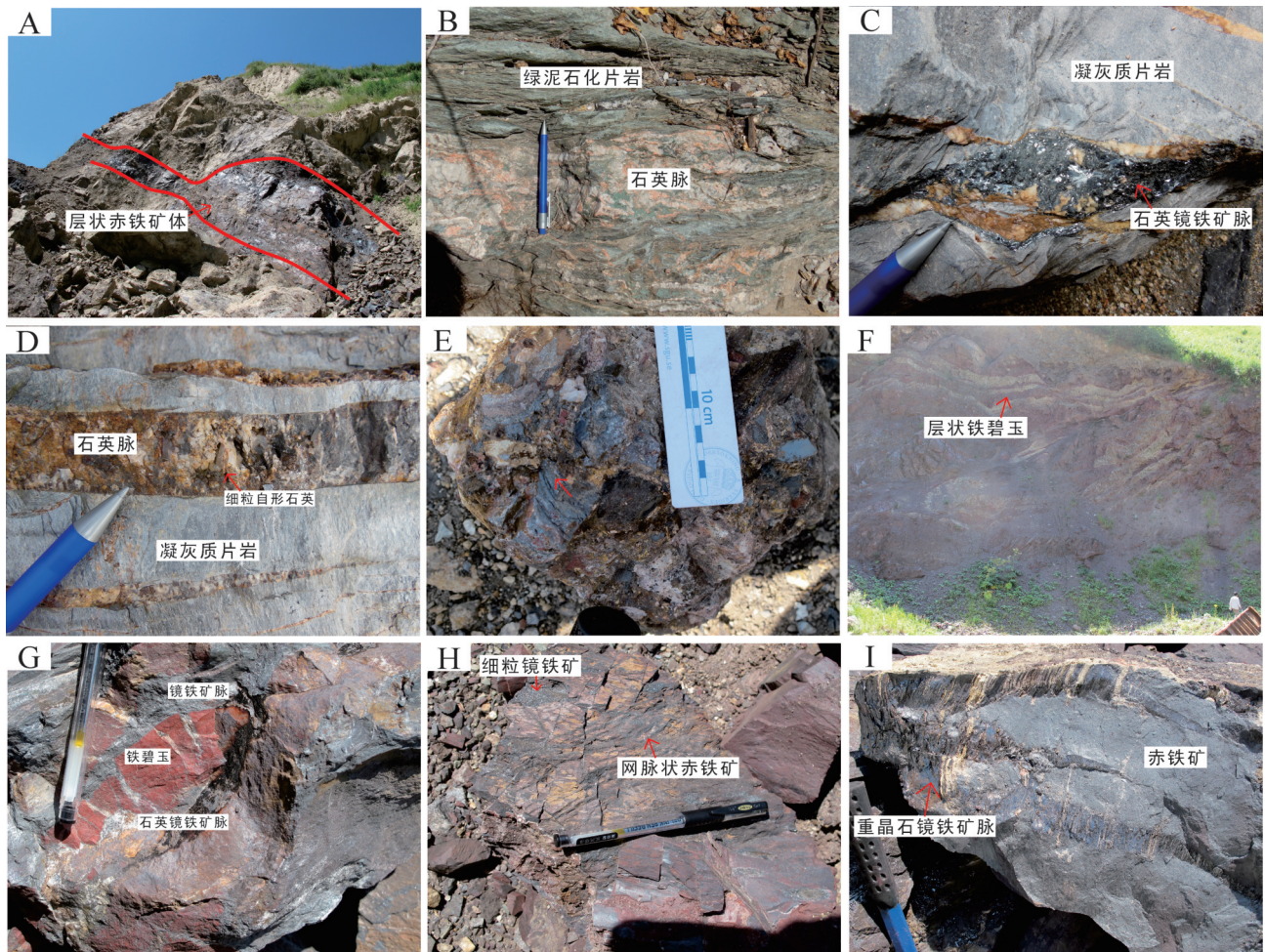


图4 式可布台矿床野外宏观照片

A—赤铁矿体呈层状发育于地层中；B—石英脉发育于绿泥石化围岩中；C—凝灰质片岩中发育石英镜铁矿脉；D—凝灰质片岩中发育含细粒自形柱状石英的石英脉；E—凝灰质胶结的含晶屑岩屑凝灰岩；F—碧玉呈层状产于地层中；G—一条带状铁碧玉发育石英镜铁矿脉和镜铁矿脉；H—围岩中发育网脉状赤铁矿；I—层状赤铁矿中发育重晶石镜铁矿脉

Fig.4 Field photos of the Shikebutai iron deposit

A—Stratiform orebody consisting of hematite in the strata; B—Quartz vein occurring in the chloritized wall rock; C—Tuffaceous schist with quartz-specularite veins; D—Quartz veins with fine-grained enehedral and prismatic quartz in the tuffaceous schist; E—Crystal and lithic tuff with tuffaceous cementation; F—Stratiform jasper occurring in the strata; G—Banded jasper with quartz-specularite and specularite veins; H—Network hematite occurring in the wall rocks; I—Stratiform hematite with barite-specularite veins

好,部分甚至发育非常好的棱柱状石英自形晶(图4-D)。此外在矿体夹层中还发现凝灰质胶结的含晶屑岩屑凝灰岩(图4-E)。

矿体围岩普遍受变质作用,蚀变比较发育,主要有绿泥石化(图4-B)和绢云母化,此外野外发现有微弱的方解石化(图6-J)、滑石化、绿帘石化(6-K)、绢云母化、硅化等。

### 2.3 矿石特征

式可布台铁矿的矿物组成较为简单,金属矿物

主要为赤铁矿,次为镜铁矿,此外还有少量的菱铁矿、黄铁矿、黄铜矿和软锰矿以及微量的方铅矿,脉石矿物主要为铁碧玉、石英和重晶石。铁碧玉常和赤铁矿形成条带状矿石顺层分布于围岩中(图4-F),其中见大量重晶石细脉;或呈不连续层状顺层发育于矿体和围岩中,常见晶形好的镜铁矿、石英镜铁矿细脉(图4-G)。赤铁矿主要呈层状产于地层中(图4-A),局部发育重晶石镜铁矿脉(图4-I);少量矿石呈网脉状发育于围岩中(图4-H)。

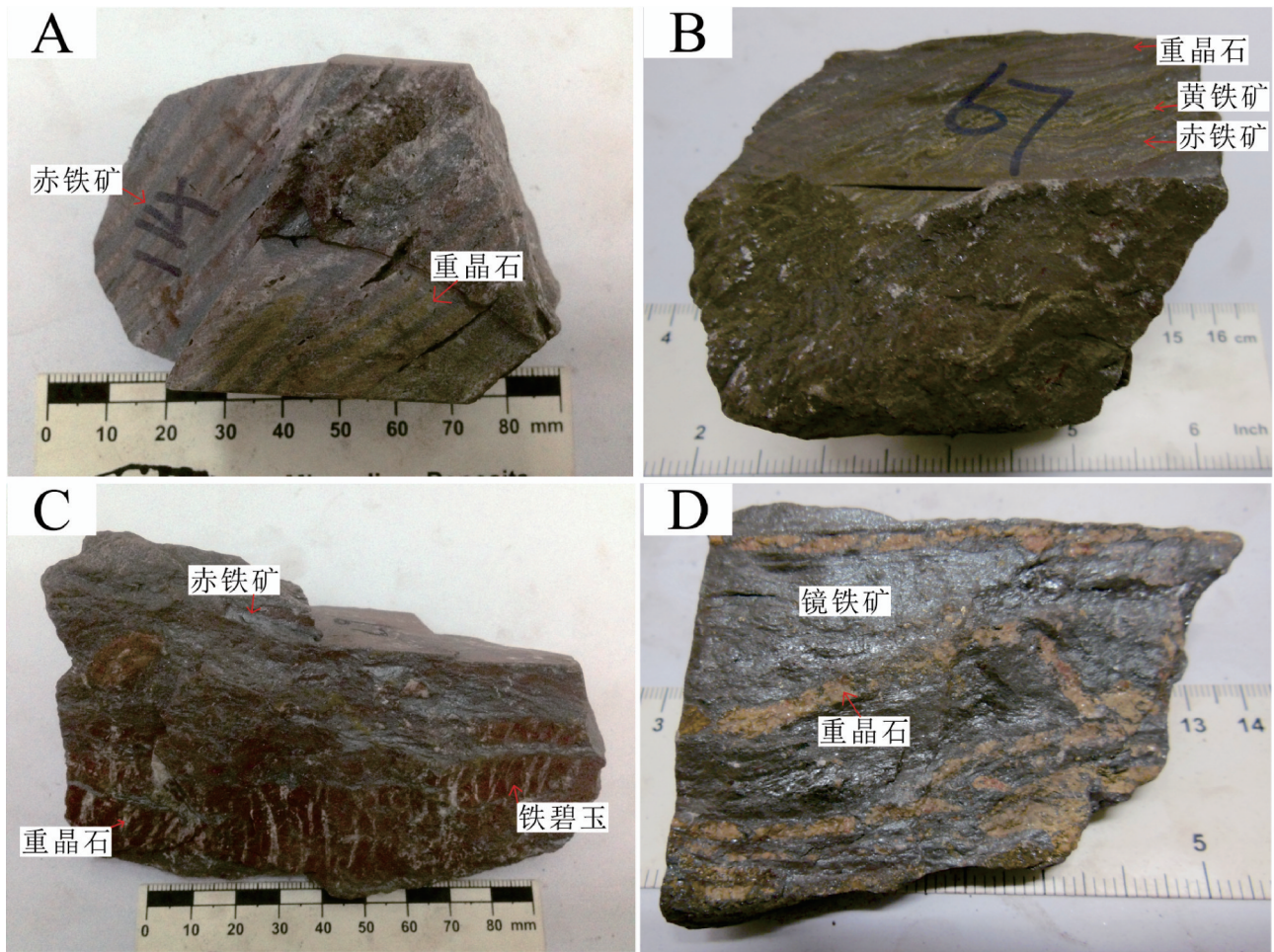


图5 式可布台铁矿典型矿石手标本照片

A—条带状重晶石-赤铁矿; B—纹层状重晶石-黄铁矿-赤铁矿; C—块状铁碧玉中发育少量赤铁矿脉和重晶石脉; D—条带状重晶石-镜铁矿

Fig. 5 Hand specimen photos of representative ores in the Shikebutai iron deposit

A—Banded barite-hematite; B—Lamellar barite-pyrite-hematite; C—Mass jasper with small amounts of hematite and barite veins;

D—Banded barite-specularite

矿石构造主要有块状构造、条带状构造和纹层状构造。赤铁矿以块状矿石为主,部分赤铁矿分别与铁碧玉和重晶石呈互层形成条带状矿石(图5-A),少量赤铁矿和黄铁矿、重晶石呈互层形成纹层状矿石(图5-B),或呈脉状分布于铁碧玉中(图5-C)。镜铁矿和主要和重晶石呈互层形成条带状矿石(图5-D),少量镜铁矿呈脉状分布于赤铁矿中。

矿物结构主要以充填结构、隐晶质结构和交代结构为主,此外还有穿插结构以及包含结构。如脉状鳞片状的镜铁矿穿插早期的赤铁矿铁碧玉脉、铁碧玉脉形成穿插结构(图6-A),赤铁矿交代早期的黄铁矿形成交代残余结构(图6-B),他形不规则状赤铁矿、他形粒状黄铜矿以及他形不规则状重晶石

从黄铁矿中心交代形成骸晶结构(图6-C),铁碧玉捕获早期形成的自形柱状赤铁矿形成包含结构(图6-D)。

赤铁矿是矿床中主要的含铁矿物,其矿物结构复杂,主要以4种方式产出:第一类(Hem1)为粒径约为50~90  $\mu\text{m}$ 的细粒自形到半自形长柱状矿物(图6-A);第二类(Hem2)为粒径多小于5  $\mu\text{m}$ 的细粒自形一半自形长柱状赤铁矿,常和少量他形粒状铁碧玉形成赤铁矿脉(图6-E),或者无规则分布于碧玉之中(图6-D);第三类结晶较差(Hem3),常形成块状矿石,或和他形不规则铁碧玉形成赤铁矿铁碧玉脉(图6-A);第四类(Hem4)结晶较好,粒径变化较大,为板柱状颗粒(图6-F),部分晶体具有韧性

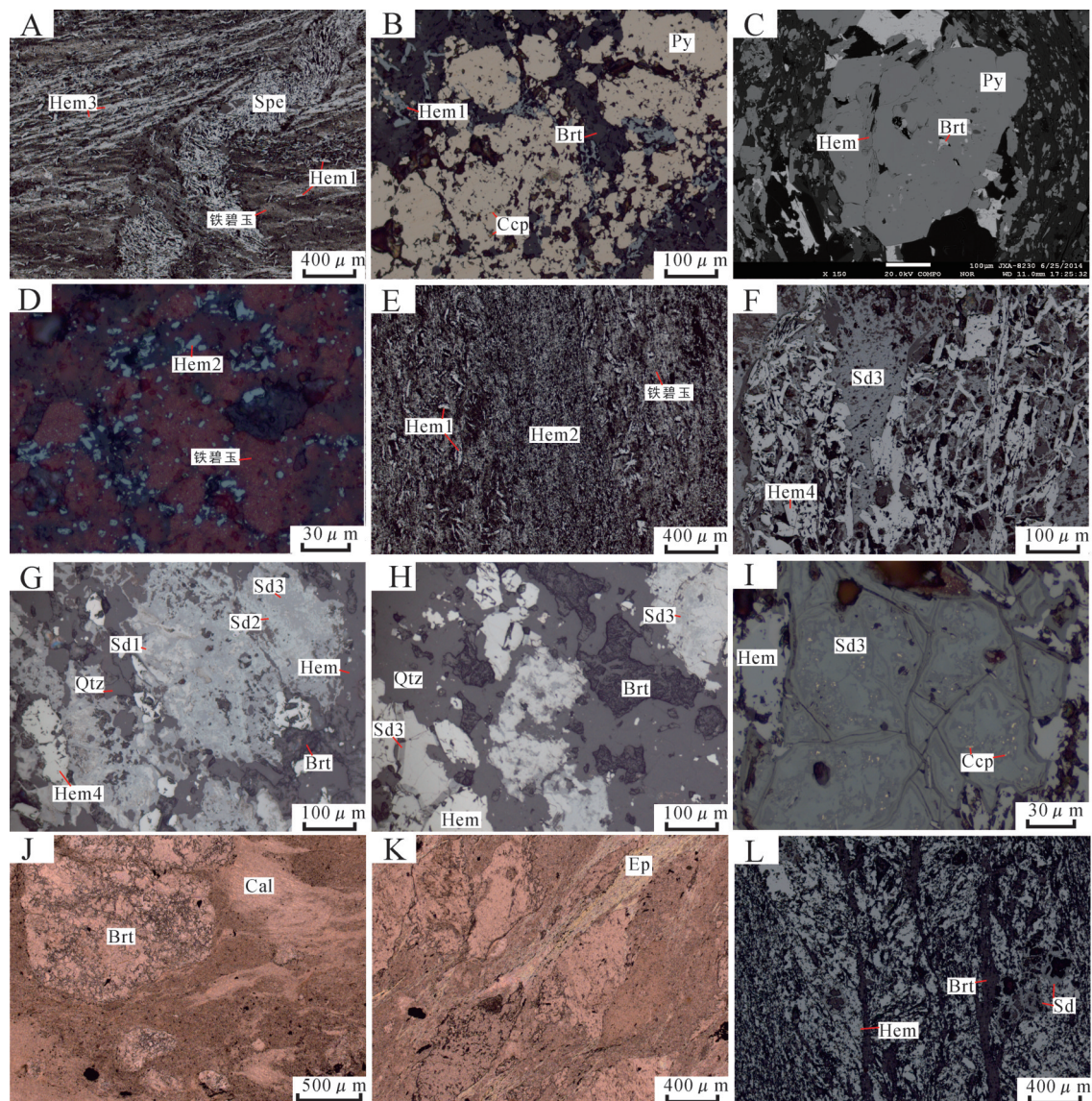


图6 式可布台铁矿镜下显微照片

A—细粒自形长柱状赤铁矿(Hem1)分布于条带状赤铁矿(Hem3)—铁碧玉中, 镜铁矿矿脉切穿矿石; B—黄铁矿被重晶石、赤铁矿和黄铜矿沿裂隙交代形成交代残余结构; C—赤铁矿和重晶石沿黄铁矿中心交代形成骸晶结构; D—铁碧玉中包含细粒自形—半自形长柱状赤铁矿(Hem2); E—细粒自形—半自形长柱状赤铁矿(Hem2)形成赤铁矿脉; F—富铁菱铁(Sd3)矿充填于板柱状赤铁矿(Hem4)颗粒之间; G—菱铁矿分异形成高铁菱铁矿(Sd3)、中菱铁矿(Sd2)以及低铁菱铁矿(Sd1); H—菱铁矿充填于赤铁矿颗粒表面以及边缘; I—黄铜矿沿着菱铁矿裂隙充填交代; J—方解石化; K—绿帘石化; L—赤铁矿沿裂隙重结晶, 并发育重晶石脉, 他形菱铁矿充填于赤铁矿和重晶石颗粒之间; Brt—重晶石; Ccp—黄铜矿; Cal—方解石; Ep—绿帘石; Hem1—第1类赤铁矿; Hem2—第2类赤铁矿; Hem3—第3类赤铁矿; Hem4—第4类赤铁矿; Py—黄铁矿; Qtz—石英; Sd1—低铁菱铁矿; Sd2—中菱铁矿; Sd3—高铁菱铁矿; Spe—镜铁矿

Fig. 6 Photomicrograph of the Shikebutai iron deposit

A—Fine-grained euhedral and long columnar hematite (Hem1) occurring in the banded hematite (Hem3)—jasper, and specularite vein cutting across ore; B—Barite hematite and chalcopyrite replacing pyrite along its cracks, and forming metasomatic relict texture; C—Hematite and barite replacing pyrite at its center, and forming skeletal texture; D—Jasper containing fine-grained euhedral-subhedral hematite (Hem2); E—Hematite vein consisting of fine-grained euhedral-subhedral hematite (Hem2); F—Fe-high siderite filling the cracks of platy-columnar hematite (Hem4) grains; G—High (Sd3) moderate (Sd2) and low (Sd1) Fe siderite formed in the metallogenic process; H—Siderite filling the surface and the margin of hematite grain; I—Chalcopyrite filling the cracks of siderite grains and replacing it; J—Calcitization; K—Epidotization; L—Hematite recrystallized along the fractures with some barite, anhedral siderite filling the cracks of hematite and barite; Brt—Barite; Ccp—Chalcopyrite; Cal—Calcite; Ep—Epidote; Hem1—First kind of hematite; Hem2—Second kind of hematite; Hem3—Third kind of hematite; Hem4—Fourth kind of hematite; Py—Pyrite; Qtz—Quartz; Sd1—Siderite with low Fe; Sd2—Siderite with moderate Fe; Sd3—Siderite with high Fe; Spe—Specularite



变形痕迹。

镜铁矿为矿床中的次要含铁矿物,镜下光学特征与赤铁矿一致,但较赤铁矿结晶更好,部分镜铁矿呈细脉状分布于赤铁矿中,并切穿早期赤铁矿铁碧玉条带以及铁碧玉条带(图6-A)。

菱铁矿为矿床中少量的含铁矿物,镜下见明显的分异现象,根据其Fe的含量以及Mn、Zn等微量元素含量的高低,分为高铁菱铁矿(Sd3)、中铁菱铁矿(Sd2)以及低铁菱铁矿(Sd1)(图6-G)。矿物晶形较差,具有明显的充填结构(图6-F)。部分菱铁矿呈网脉状浸染状晶形较好的赤铁矿,或者沿着赤铁矿晶体边界生长(图6-H)。一些菱铁矿中含有细粒他形粒状黄铜矿,并且沿着裂隙颜色加深,与Mn含量增加具有一定的关系(图6-I)。

黄铁矿镜下主要分两种产出方式,一类为自形

粒状结构,矿物颗粒内部常见他形粒状赤铁矿和重晶石(6-F);另一类为他形破布状黄铁矿,被赤铁矿矿、黄铜矿以及重晶石交代(图6-B)。

方铅矿、软锰矿、黄铜矿含量很少。其中方铅矿形状不规则,粒径小,仅在黄铁矿颗粒内部以交代形式产出。软锰矿呈不规则状分布于铁碧玉、重晶石中,其中包含有晶形较好的赤铁矿。黄铜矿形状不规则,粒径小,主要分布于菱铁矿中为热液充填结晶(图6-I)或者沿着黄铁矿颗粒内部裂隙以交代形式产出(图6-B)。

### 2.4 成矿期次

根据矿体的特征及矿石组构、矿物类型,结合矿物颗粒之间的交代、充填、切穿关系,将式可布台矿床分为两个成矿期,分别为内生成矿期和表示氧化期,进而划分4个成矿阶段(图7)。

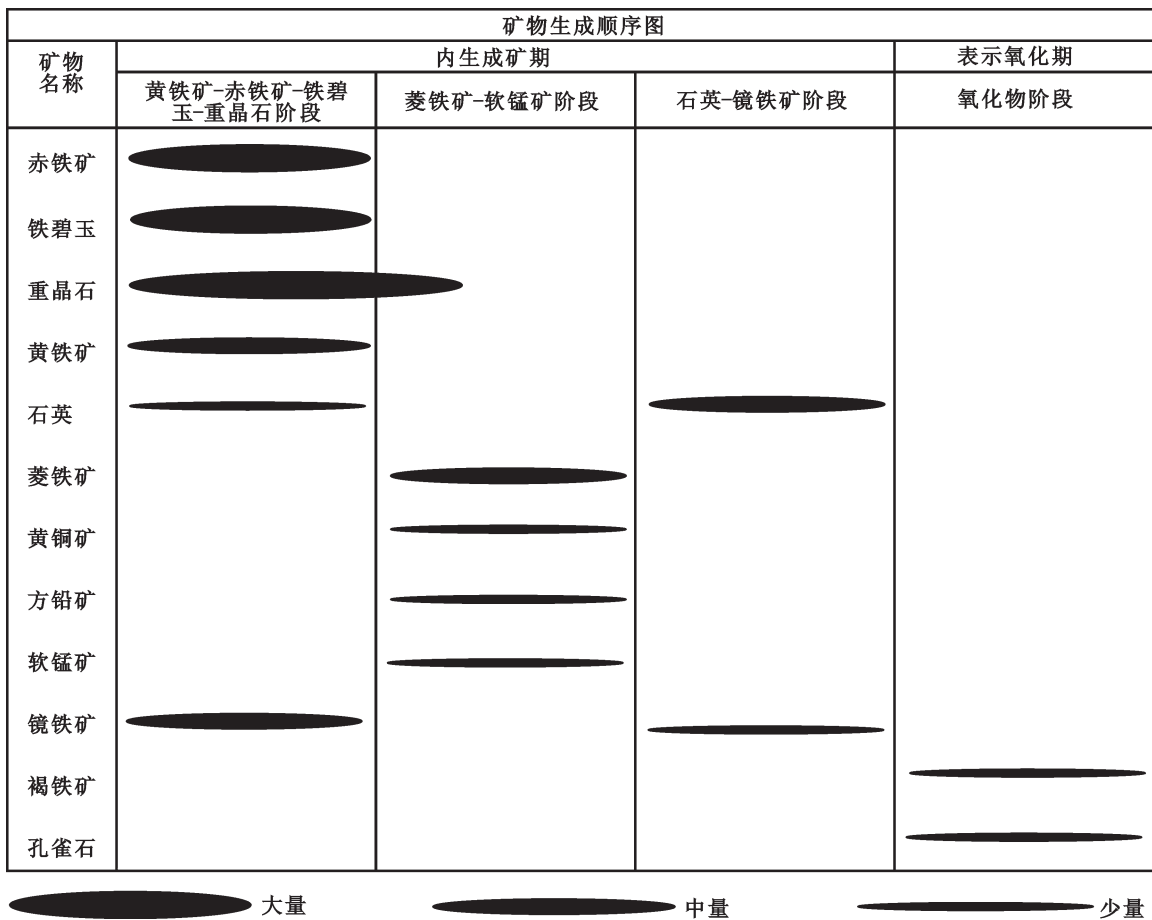


图7 式可布台铁矿矿物生成顺序图

Fig.7 Diagram of paragenetic sequence of mineralization and alteration in the Shikebutai iron deposit

内生成矿期:①黄铁矿-赤铁矿-铁碧玉-重晶石阶段:该阶段早期出现自形长柱状赤铁矿 Hem1 (图6-A),紧接着细粒自形赤铁矿(Hem2)开始结晶并被碧玉捕获(图6-D),随之大量赤铁矿、铁碧玉、重晶石沉淀形成块状、条带状(图5-A)、纹层状矿石(图5-B),晚期可能析出了细粒自形赤铁矿(Hem2)并呈脉状穿插于矿石中(图6-E)。②菱铁矿-软锰矿阶段:该阶段早期出现菱铁矿和软锰矿,其都以他形不规则状充填于早期赤铁矿颗粒之间(图6-F),晚期少量黄铜矿充填于菱铁矿(图6-I)或者早期黄铁矿(图6-B)裂隙中,少量方铅矿充填于早期自形黄铁矿颗粒中。③石英镜铁矿阶段:该阶段形成了大量石英-镜铁矿脉以及石英脉并切穿地层和矿体,其中镜铁矿脉、重晶石镜铁矿脉(图4-I)多见于矿体中,石英脉(图4-B)、石英镜铁矿脉(图4-C)常见于围岩中。此外,该阶段伴随的热液活动可能导致了部分赤铁矿的重结晶(图6-L)和变形。

表生氧化期:这个时期矿体形成后受构造作用抬升至地表进入氧化环境,主要形成褐铁矿为主的氧化矿物,并见少量孔雀石。

### 3 主要矿物电子探针分析

#### 3.1 分析测试方法

本文电子探针测试在位于中国地质科学院矿产资源研究所的国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成,在20 kV加速电压,20 nA电流的条件下用JXA-8230型电子探针测试分析,实验束斑直径为5  $\mu\text{m}$ 。

#### 3.2 电子探针分析结果

实验分别选取了位于式可布台铁矿主矿段的块状赤铁矿、条带状重晶石-镜铁矿、条带状铁碧玉-赤铁矿、条带状重晶石-赤铁矿、纹层状黄铁矿-重晶石-赤铁矿、镜铁矿脉以及细粒自形赤铁矿7种不同结构构造的镜铁矿、赤铁矿样品。50件样品电子探针分析结果见表1,在检测的Na<sub>2</sub>O等15个检测项中除了FeO<sub>T</sub>取得较高精度外,CaO、BaO、NiO、MnO、SrO含量都很低,大部分样品都低于检测限,其余测试项含量较低,部分样品测试结果低于检出限。样品全铁(FeO<sub>T</sub>)含量为72.45%~94.27%,平均为87.57%。NaO含量为0~0.412%,其

中8件样品低于检测限。MgO为0~0.249%,平均为0.019%,其中共有27个样品低于检出限。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为0~0.266%,平均为0.028,其中13个样品低于检测限。K<sub>2</sub>O为0~0.074%,平均为0.005%,其中22个样品低于检出限。P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>为0~0.737%,平均为0.054%,其中22件样品低于检出限。SiO<sub>2</sub>为0~2.168%,平均为0.298%,其中有7件样品低于检出限。TiO<sub>2</sub>为0~0.726%,平均为0.035%,其中22件样品低于检出限。Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为0~0.218%,平均为0.035%,其中7件样品低于检出限。

14件菱铁矿电子探针分析结果见表2,其中SK10-1-1、SK16-3-1、SK19-1-1、SK19-2-3共4件样品FeO<sub>T</sub>异常,可能是蚀变赤铁矿污染引起,因此剔除,另外中铁菱铁矿由于矿物颗粒太小因此未做电子探针分析。在检测的Na<sub>2</sub>O等15个检测项中FeO<sub>T</sub>取得较高精度,K<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、BaO、TiO、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量较少,部分样品低于检出限,NiO、SrO含量极少,绝大部分样品都低于检出限。14个样品FeO<sub>T</sub>分布较广,从40.563%~64.499%都有分布,但主要集中在64%以及42%附近,平均含量为49.417%。MnO从0.26%~13.082%都有分布,但主要集中在7%~13%以及0~1%两个区间,平均含量为7.264%。MgO为0~7.646%,主要集中在7%和4%两个值附近,平均值为3.854%。

30件黄铁矿分析结果见表3,其中Se、Ge、Bi、含量很少,大多数样品低于检出限,Ab、Pb、Sb、Gr、Zn、Cu、Au、Ni含量较少,部分样品低于检出限。Co含量为0.037%~0.507%,平均为0.126%。Ni含量为0~0.15%,平均为0.018%。

## 4 S同位素

#### 4.1 分析测试方法

本文黄铁矿硫同位素测试在核工业北京地质研究院的测试研究中心完成,测试仪器为Finnigan MAT-251型质谱仪,制备样品的氧化剂选用Cu<sub>2</sub>O,采用国际标准CDT表达测试结果,其分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。

#### 4.2 S同位素组成

本文选取纹层状黄铁矿-重晶石-赤铁矿矿石中的黄铁矿进行硫同位素分析,5件样品测试结果见表4。 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布广,有两个样品呈现负值,分别

表1 式可布台铁矿赤铁矿、镜铁矿探针分析结果(%)

Table 1 Electron microprobe analyses of representative hematite and specularite from the Shikebutai iron deposit

样号	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	NiO	FeO <sub>T</sub>	MnO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
SK-14-1-1	0.029	0	0.017	0	0	0	0	90.468	0	0.02	0	0	90.534
SK-14-1-2	0	0	0	0	0.006	0	0	90.126	0	0	0	0	90.132
SK-14-1-3	0.007	0.048	0.025	0	0.354	0	0	72.787	0.381	1.871	0.02	0.053	75.546
SK-14-1-3	0.04	0.014	0.01	0.004	0.273	0	0.013	73.071	0.392	2.073	0.009	0.025	75.924
SK65-1-1	0.009	0	0.043	0.001	0	0	0	89.923	0	0	0.022	0.036	90.034
SK44-1-1	0.412	0	0.033	0.007	0	0.005	0	88.495	0	0.108	0.075	0.218	89.353
SK44-1-2	0.157	0.022	0.025	0	0.011	0.005	0	88.804	0	0.077	0.024	0.182	89.307
SK44-2-1	0.016	0	0.222	0	0.023	0	0	89.229	0	0.02	0	0.003	89.513
SK44-2-2	0.044	0	0.01	0	0	0.017	0	89.555	0	0.006	0	0.035	89.667
SK44-2-3	0.015	0.008	0	0.016	0	0	0	89.243	0	0	0.044	0.025	89.351
SK44-2-4	0.027	0	0.105	0.074	0	0	0	89.289	0	0.17	0.04	0.022	89.727
SK44-2-5	0.051	0.014	0	0.001	0	0	0	89.397	0	0	0.02	0.01	89.493
SK6-1-1	0.052	0.07	0.047	0	0.289	0.309	0	72.454	8.315	1.256	0.011	0.055	82.858
SK6-2-1	0.004	0.097	0	0	0.737	0.007	0.035	79.759	0.147	2.077	0.026	0.03	82.919
SK18-1-1	0.094	0	0	0.018	0	0	0	89.536	0	0.028	0	0	89.676
SK18-1-2	0.031	0.014	0.013	0.007	0	0	0.037	88.733	0.031	0.014	0.024	0.017	88.921
SK-19-1-2	0.029	0	0.042	0	0.014	0	0	89.595	0.078	0.017	0	0.019	89.794
SK-19-1-4	0.031	0	0.038	0	0.011	0.01	0	89.602	0.053	0.011	0.069	0.03	89.855
SK-16-3-2	0.009	0	0.022	0	0.011	0.021	0.002	89.989	0	0	0	0.02	90.074
SK-75-1-1	0.103	0	0.037	0	0	0	0.003	91.323	0	0.034	0.029	0.07	91.599
SK-75-1-2	0.083	0.021	0	0.008	0	0	0.083	94.269	0.009	0.023	0	0.049	94.545
SK-29-1-1	0.025	0.016	0.017	0.01	0.011	0	0.01	89.731	0	0.047	0.052	0.001	89.92
SK-29-1-2	0.057	0.039	0.037	0.008	0.011	0	0	89.099	0	0.119	0.043	0.03	89.443
SK-61-1-1	0.022	0.006	0.013	0	0	0	0.035	90.441	0.022	0.049	0.059	0.002	90.649
SK-61-1-2	0	0	0.01	0	0	0	0.072	91.228	0	0.014	0.033	0.017	91.374
SK67-1-1	0.024	0	0.029	0.003	0.014	0.031	0	93.788	0.188	0.029	0	0.165	94.271
SK67-1-2	0	0.003	0.004	0.006	0.003	0.228	0	89.644	0.194	0.009	0.147	0.054	90.292
SK67-1-3	0.024	0	0	0	0	0.106	0.01	94.129	0	0.032	0	0.057	94.358
SK71-1-1	0.009	0	0.016	0.035	0.02	0	0.035	90.231	0.084	0.043	0.726	0.047	91.246
SK-103-2-1	0.046	0	0	0.002	0.006	0	0.07	90.635	0.066	0.043	0	0.007	90.875
SK-103-2-2	0	0	0.024	0	0.032	0	0	89.663	0	0.123	0	0.021	89.863
SK-103-3-1	0.061	0	0	0	0.014	0	0	89.354	0	0.029	0.011	0.018	89.487
SK104-1-1	0.076	0	0.004	0.008	0	0.024	0.018	89.7	0	0.067	0.007	0.026	89.93
SK104-1-2	0.03	0	0.015	0.008	0.017	0.043	0.018	89.432	0	0.011	0.029	0.011	89.614
SK104-1-3	0.105	0.017	0.011	0	0.011	0.048	0	89.588	0	0.014	0.028	0.03	89.852
SK-111-3	0.002	0.038	0.039	0.008	0	0	0	90.074	0	0	0	0.03	90.191
SK-111-4	0	0.014	0.03	0.007	0.006	0	0	89.896	0	0.011	0	0.023	89.987
SK-109-1-1	0.093	0.004	0.013	0.001	0	0.069	0	90.371	0.041	0	0.055	0.033	90.68
SK-109-1-2	0	0	0.014	0	0.006	0.045	0	89.239	0	0.011	0	0	89.315
SK70-1-1	0.139	0	0	0.001	0.029	0.026	0.06	88.672	0.028	0.103	0	0.11	89.168
SK70-1-2	0	0.033	0.02	0	0	0.05	0	89.507	0	0.025	0	0.008	89.643
SK-31-1-1	0.047	0.089	0.005	0.002	0.025	0	0	73.112	0	2.168	0.026	0.007	75.481
SK-31-1-2	0.043	0.11	0	0	0	0	0.189	74.167	0	1.961	0	0.076	76.546
SK4-1-1	0.065	0.249	0.011	0.001	0.693	0.065	0.015	75.166	0.003	2	0.074	0.021	78.363
SK4-1-2	0.052	0	0	0.007	0.034	0	0	90.088	0.022	0.006	0.018	0.01	90.237
SK4-2-1	0	0.008	0.019	0	0.006	0	0	90.978	0	0.017	0	0.014	91.042
SK13-3-2	0.035	0	0	0	0	0.129	0	90.773	0.028	0.023	0	0	90.988
SK29-1-1	0.015	0	0.018	0	0.017	0.014	0	89.529	0.012	0.065	0	0.038	89.708
SK-20-1-1	0.011	0	0.096	0	0	0.029	0	89.724	0.072	0.023	0	0	89.955
SK-20-1-2	0.039	0.015	0.266	0.009	0	0.005	0	88.681	0.022	0.048	0.002	0	89.087

注:FeO<sub>T</sub>为全铁含量,0代表含量低于检出限,CaO、SrO含量过低并未列于表中。

表2 式可布台铁矿菱铁矿探针分析结果(%)

Table 2 Electron microprobe analyses of representative siderite from the Shikebutai iron deposit

样号	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	FeO <sub>T</sub>	MnO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
SK-29-2-1	0	7.473	0	0.009	0.424	0	0	42.899	7.839	0.014	0	0	58.658
SK-29-2-1	0	7.646	0.02	0	0.392	0	0	42.858	7.665	0.02	0	0	58.601
SK-29-2-3	0.008	4.698	0	0	0.287	0	0	44.488	7.821	0.033	0.047	0.019	57.401
SK6-1-2	0.005	0.635	0.175	0	0.26	0.355	0.146	63.372	7.491	1.646	0	0.002	74.087
SK2-1-1	0.077	0	0.473	0.025	0.293	0.734	0.06	64.499	0.26	2.183	0.028	0.081	68.713
SK2-2-1	0	0	0.391	0	0.259	0.526	0.163	64.45	0.106	2.836	0.004	0.031	68.766
SK10-1-1	0.044	0.051	0.025	0	0.016	0.246	0.017	72.805	0.682	1.731	0	0.131	75.748
SK-19-1-1	0.004	0	0	0	0.004	0.077	0	74.223	0.39	0.584	0.004	0.041	75.327
SK-19-1-3	0.014	4.057	0	0.006	0.353	0	0	45.536	7.742	0.017	0.017	0	57.742
SK-16-1-1	0.039	4.994	0.002	0.011	0.301	0	0.01	41.587	10.757	0.023	0	0	57.724
SK-16-3-1	0.04	0.004	0	0	0.004	0.023	0	74.227	0.578	0.664	0.027	0.116	75.683
SK19-2-1	0.007	4.593	0.026	0.013	0.522	0	0.025	40.563	13.082	0.017	0	0.018	58.866
SK19-2-2	0.064	4.442	0.001	0.004	0.492	0.008	0.022	43.919	9.877	0	0	0.045	58.874
SK19-2-3	0.068	0	0.001	0.021	0	0	0	75.562	0.569	0.182	0	0.113	76.516

注:FeO<sub>T</sub>为全铁含量,0代表含量低于检出限。

为-4.5‰和-4.4‰,其余3件黄铁矿样品均为正值,分别为6.3‰、6.5‰以及3.3‰,总的 $\delta^{34}\text{S}$ 值平均为1.44‰。硫同位素组成直方图上不具有塔式分布特征,并且硫酸盐矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显高于硫化物(图8),暗示硫同位素经历了分馏作用。

## 5 讨 论

### 5.1 矿物成分特征及意义

#### 5.1.1 赤铁矿

赤铁矿中FeO<sub>T</sub>和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O、MgO、SiO<sub>2</sub>的含量整体上相当集中,条带状矿石、纹层状矿石以及脉状镜铁矿FeO<sub>T</sub>主要为88%~92%,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><0.05%、Na<sub>2</sub>O<0.2%、MgO<0.05%、SiO<sub>2</sub><0.2%。但是块状矿石以及细粒自形赤铁矿(Hem2)具有更离散的FeO<sub>T</sub>为72.454%~90.978%,以及更高的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O、MgO和SiO<sub>2</sub>(图9),其中4个FeO<sub>T</sub>较低的块状矿石都检测出较高的MnO。细粒自形赤铁矿(Hem1)(图6-D)Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O、MgO、SiO<sub>2</sub>和FeO含量分散可能与其较早结晶析出,受海水带入杂质影响有关,这与其自形分布于纹层状矿石中的地质特征相吻合。块状矿石中含有较高的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub>可能与剧烈的流体喷流活动和赤铁矿快速沉积带入海水中的物质以及硅质流体的混入有关,其他类型矿石各类元素含量都非常集中,这与其形成时期水体环境较稳定,喷流活动更弱有一定的关系。总的来说,矿床

形成期间海底热液喷流的强度、成矿的环境都在变化,从而形成了层状、条带状和纹层状具有不同构造的矿体。

#### 5.1.2 菱铁矿

菱铁矿的MnO和MgO之和与FeO<sub>T</sub>之间呈明显的负相关(图10),随着FeO<sub>T</sub>的增加,MnO和MgO之和不断降低,并且明显被分为2个集合,分别为Sd1、Sd3,它们分别与与低铁、高铁菱铁矿对应,其中Sd3所对应的高铁菱铁矿3个样品落在趋势线两侧,这可能与后期热液活动导致MnO和MgO的迁移有关。总的来说,菱铁矿形成过程中由于其所含MnO和MgO的含量不同分异出了高铁菱铁矿(Sd1)、中铁菱铁矿(Sd2)和低铁菱铁矿(Sd3)(图6-G)。

#### 5.1.3 黄铁矿

Bajwah等<sup>[24]</sup>以及Brill<sup>[25]</sup>分别于1987年和1989年对澳大利亚Fe-Cu、Cu-Pb-Zn矿床中的黄铁矿进行电子探针分析,发现与海底喷流成因以及火山成因有关的矿床中的黄铁矿具有很高的Co、Ni比值。随后Xu等(1998)<sup>[23]</sup>对昆士兰西北部的硫化物进行地球化学研究时根据不同成因的黄铁矿Co、Ni比值特征总结出Co、Ni比值图解(图11)。Monteiro等(2008)<sup>[26]</sup>在研究巴西Sossego IOCG矿床中也发现其黄铁矿具有较高的Co、Ni比值,并认为其矿床的形成与岩浆活动有关。单强等(2009)<sup>[27]</sup>在对松湖铁矿研究中发现黄铁矿具有较高的Co、Ni比值,认

表3 式可布台铁矿黄铁矿探针分析结果(%)

Table 3 Electron microprobe analyses of representative pyrite from the Shikebutai iron deposit

样号	Se	As	S	Pb	Sb	Fe	Co	Cr	Zn	Cu	Ni	Au	Total
SK-19-1-3	0.038	0.032	53.403	0	0	45.993	0.056	0.061	0.036	0	0	0.034	99.653
SK-19-1-4	0	0.139	53.033	0	0	46.14	0.073	0.037	0	0.018	0.017	0.023	99.48
SK-19-1-5	0	0.07	53.225	0.105	0.009	46.236	0.075	0.04	0	0.006	0.028	0.086	99.88
SK-19-1-6	0.016	0.015	53.107	0	0.045	45.916	0.073	0.039	0.028	0	0.021	0	99.26
SK-19-1-7	0	0.043	53.256	0.003	0.028	45.842	0.092	0	0	0.013	0	0.044	99.321
SK-16-1-1	0.008	0.048	53.567	0.061	0.006	45.67	0.081	0.004	0	0	0	0.083	99.528
SK-16-1-2	0	0.086	53.956	0.095	0	46.283	0.143	0	0.006	0	0.003	0.085	100.66
SK-16-1-3	0.011	0	53.392	0	0	46.141	0.074	0	0.03	0	0.012	0.031	99.691
SK-16-1-4	0.004	0	52.96	0.062	0	46.42	0.066	0.003	0.016	0.003	0.001	0.041	99.576
SK-16-1-5	0	0	53.204	0.12	0.026	45.939	0.093	0.004	0.005	0.013	0.017	0.007	99.428
SK-16-1-6	0.028	0.004	53.144	0.015	0	45.261	0.507	0.007	0.024	0	0.028	0	99.018
SK-54-1-1	0	0.02	53.411	0.04	0	46.613	0.076	0	0	0	0.013	0.018	100.19
SK-54-1-2	0	0.04	53.442	0.093	0	46.662	0.052	0	0	0	0	0.031	100.32
SK-54-1-3	0	0	53.597	0.114	0.059	46.04	0.054	0	0	0.024	0.002	0.059	99.949
SK-54-1-4	0	0.01	53.149	0.093	0	46.115	0.076	0.024	0.008	0	0	0	99.475
SK-54-1-5	0.026	0	53.306	0.111	0.012	46.524	0.065	0	0.037	0	0	0.052	100.13
SK-54-1-6	0	0	53.195	0.086	0	46.049	0.037	0	0.015	0	0.008	0.015	99.405
SK-71-1-2	0	0.004	53.319	0.056	0	45.803	0.187	0	0.009	0.053	0.002	0	99.433
SK-71-1-3	0.022	0.001	53.453	0.037	0.018	45.955	0.08	0.018	0	0.026	0.015	0.02	99.645
SK-71-1-4	0	0.019	53.758	0.019	0.037	45.969	0.173	0.042	0	0	0.006	0.002	100.03
SK-71-1-5	0.001	0.001	53.521	0.022	0	46.584	0.038	0	0.066	0	0	0.003	100.24
SK-71-1-6	0	0	53.734	0.022	0	45.793	0.09	0.016	0	0.026	0	0	99.681
SK-67-1-1	0	0	53.182	0.015	0	45.541	0.386	0.027	0.025	0	0	0	99.176
SK-67-1-2	0.004	0.033	53.509	0	0	46.084	0.162	0	0	0.022	0.15	0.007	99.971
SK-67-1-3	0	0.045	53.166	0.009	0.022	45.44	0.257	0.007	0.031	0	0.028	0	99.005
SK-67-2-1	0	0	53.097	0.13	0.007	45.626	0.127	0	0	0.015	0.03	0.01	99.042
SK-67-2-2	0.04	0.003	53.928	0.012	0	45.892	0.094	0.024	0.002	0.015	0.078	0.031	100.12
SK-67-2-3	0	0.034	52.769	0	0.036	45.948	0.283	0.027	0.021	0	0.031	0.023	99.172
Sk-103-3-1	-	0.026	52.984	0.052	0	46.175	0.074	-	0.01	0	0	0	99.321
Sk-103-3-2	-	0	52.914	0.062	0.023	46.074	0.131	-	0	0.025	0.047	0	99.276

注:“-”代表未检测,0代表含量低于检出限,Ge、Bi含量过低并未列于表中。

为其成矿与火山活动有一定的联系。

本文测试的30件黄铁矿样品中有10件样品Ni含量很低,低于检出限,剩余的20件样品取得有效值,其Co、Ni比值>1,主要集中在10附近。在Co、Ni比值图中13件样品都落在与火山成因有关的区域内(图11),表明矿床的形成与火山活动关系密切。另外有3件落在热液成因范围内,1件样品落在热液成因附近(图11),这可能是由于后期热液活动

改变了黄铁矿Co、Ni的含量,此外还有3件样品落在火山成因外围,但是与Bajwah等(1987)<sup>[24]</sup>对海底喷流矿床中黄铁矿的统计吻合,此外10件Ni含量很低的样品都有较高的Co、Ni比值,较低的Ni含量,还是吻合火山成因的特征<sup>[25]</sup>。

## 5.2 成矿物质来源

矿物硫同位素是热液硫同位素组成演化的结果,并且会在演化过程中受不同物理化学条件以及

表4 式可布台铁矿黄铁矿、重晶石S同位素组成  
Table 4 Sulfur isotope compositions of pyrite and barite from the Shikebutai iron deposit

序号	样品号	矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$	来源
1	SK154	黄铁矿	6.3	本文
2	SK157	黄铁矿	6.5	
3	13SK23	黄铁矿	3.3	
4	13SK24	黄铁矿	-4.5	
5	13SK25	黄铁矿	-4.4	
6	-	黄铁矿	-6.1	文献[8]
7	-	黄铁矿	-3.7	
8	-	黄铁矿	-4.6	
9	-	黄铁矿	-5.7	
10	-	重晶石	12.9	

注：“-”表示无资料。

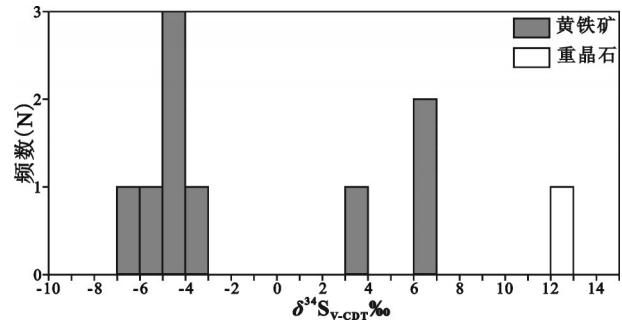


图8 式可布台铁矿硫同位素直方图  
Fig.8 Sulfur isotope histogram from the Shikebutai iron deposit

同位素分馏的影响,因此研究矿物硫同位素组成可以为探讨矿床的成矿流体来源和矿床成因提供信息<sup>[28]</sup>。式可布台铁矿硫同位素值范围分布较广,黄铁矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 主要分布在 $-6.1\text{‰}\sim 6.5\text{‰}$ ,1件重晶

石样品具有较高的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $12.9\text{‰}$ ,与黄铁矿的差异较大(图12-b)。起源于岩浆的热液 $\delta^{34}\text{S}$ 主要集中于0附近<sup>[29]</sup>,而晚古生代时全球大洋平均硫酸盐为 $\delta^{34}\text{S}$ 约为 $14\text{‰}$ <sup>[30]</sup>。尽管式可布台铁矿热液硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 与上述两硫储库的 $\delta^{34}\text{S}$ 有一定的差异,但考虑到硫酸盐矿物和硫化物之间的硫同位素分馏作用,则式

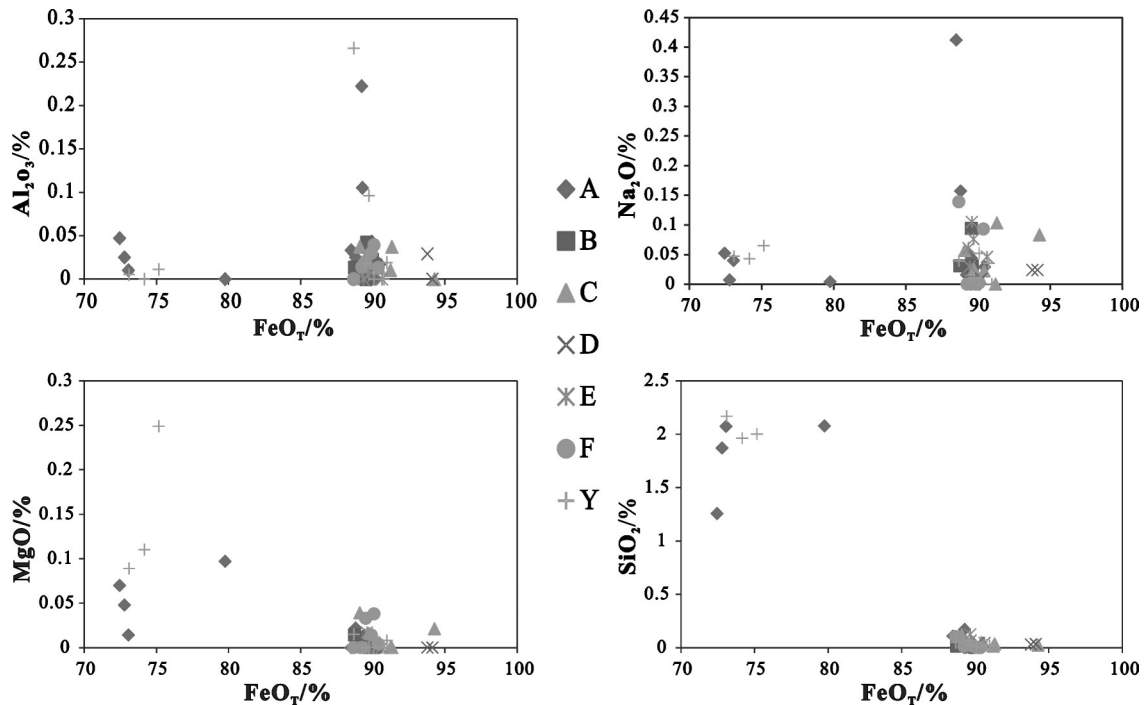


图9 式可布台铁矿各类矿石中赤铁矿、镜铁矿中氧化物相关图解  
A—块状赤铁矿;B—条带状重晶石-镜铁矿;C—条带状铁碧玉-赤铁矿;D—纹层状黄铁矿-重晶石-赤铁矿;E—脉状镜铁矿;F—条带状重晶石-赤铁矿;Y—细粒自形赤铁矿(Hem1)

Fig.9 Correlogram of oxides in hematite and specularite from the Shikebutai iron deposit

A – Massive hematite ore; B – Banded barite–specularite; C – Banded jasper–hematite ore; D – Lamellar pyrite–barite–hematite ore; E – Specularite vein; F – Banded barite–hematite; Y – Fine grained euhedral hematite

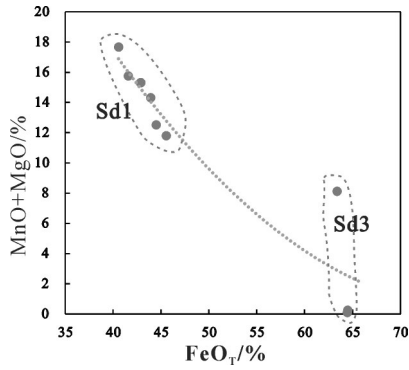


图10 式可布台铁矿菱铁矿中氧化物相关图解  
Fig. 10 Correlation of oxides in siderite from the Shikebutai iron deposit

可布台热液硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值应在 $-6.1\text{‰}\sim 12.9\text{‰}$ ,可能暗示成矿流体起源于岩浆热液。此外,考虑到式可布台铁矿形成期间区域内发生大规模的酸性岩浆活动,而磁铁矿花岗岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $1.6\text{‰}\sim 4.0\text{‰}$ <sup>[31]</sup>,普通花岗岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-2\text{‰}\sim 10\text{‰}$ <sup>[32]</sup>(图12-a),也表明区内酸性岩浆活动是可以提供类似式可布台铁矿热液硫同位素组成的硫。并且,根据Zheng等(1991)<sup>[33]</sup>对封闭体系下分馏过程进行的归纳,以及随后在密西西比河铅锌矿研究中发现重晶石和黄铁矿之间存在明显的同位素分馏导致重晶石具有高 $\delta^{34}\text{S}$ 值,

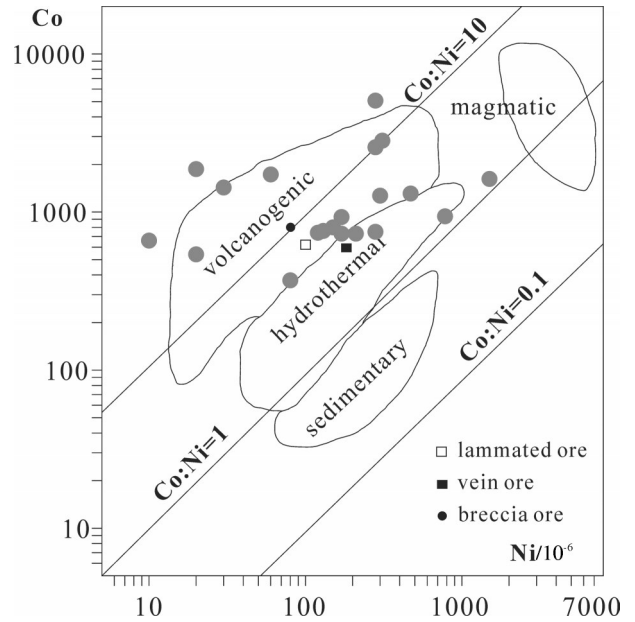


图11 式可布台铁矿黄铁矿 Co-Ni图解(底图据文献[23]修改)  
Fig. 11 Co-Ni diagram of pyrite from the Shikebutai iron deposit (modified after Xu Guanghong, 1998)

而黄铁矿具有低 $\delta^{34}\text{S}$ 值<sup>[34]</sup>,笔者认为这种相似的硫同位素分馏作用也可能发生在式可布台矿床内,并在成矿过程中重晶石不断的富集 $^{34}\text{S}$ ,而黄铁矿不断

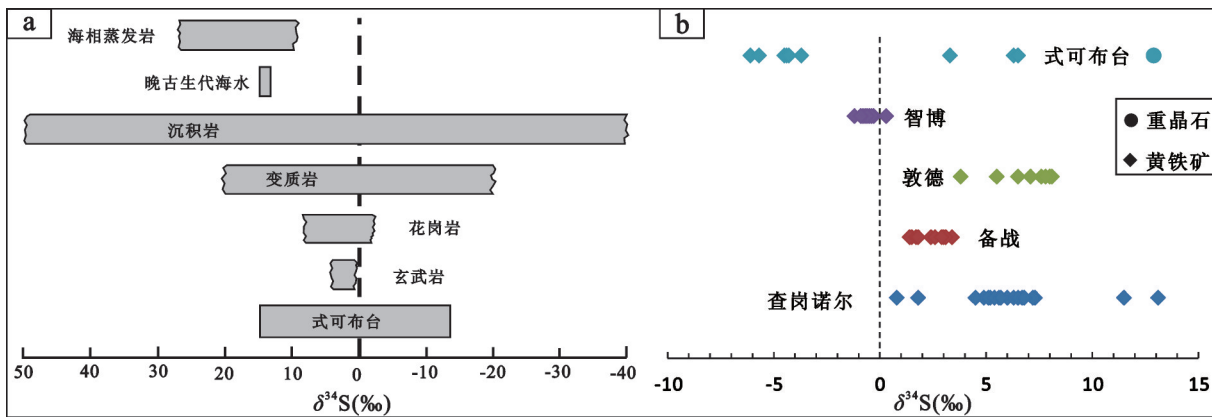


图12 式可布台铁矿硫同位素组成和全球重要的硫同位素储库(a,底图据文献[32]修改);阿吾拉勒成矿带重要铁矿同位素硫同位素组成(b,查岗诺尔铁矿据文献[37],备战铁矿据①,敦德铁矿据文献[3],智博铁矿据文献[35])

Fig. 12 Sulfur isotopic compositions of sulfides and sulfate in the Shikebutai iron deposit and some important sulfur isotope reservoirs (a, modified after Hoefs, 2009); Sulfur isotopic compositions of some important iron deposits in the Awulale Fe metallogenic belt (b, Data of Chaganuoer after Hong Wei et al., 2012, data of Beizhan after ①, data of Dundu after Duan et al., 2014, data of Zhibo after Wang Zhihua, 2013)

①段士刚,等. 新疆西天山备战铁矿S同位素特征(尚未发表). 2014.

表5 式可布台铁矿火山弹化学成分分析结果

样号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
781017	10.99	2.47	64.08	0.36	0.12	1.62	2.79	0.9	0.01	6.3	0.06

注:分析结果据文献[9]。

的亏损<sup>34</sup>S。

式可布台铁矿与阿吾拉勒成矿带中的查岗诺尔铁矿、敦德铁矿以及智博铁矿的黄铁矿具有相似的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(图12b),其中智博铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围窄,主要集中于 $-2\text{‰}\sim-1\text{‰}$ 并具有典型的幔源特征<sup>[35-36]</sup>,敦德铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要集中于 $3\text{‰}\sim 8\text{‰}$ ,并被认为与其热液起源与闪长岩体有关<sup>[3]</sup>,备战铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要集中于 $1\text{‰}\sim 4\text{‰}$ <sup>①</sup>,而查岗诺尔具有较复杂的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,从 $0\text{‰}\sim 14\text{‰}$ 都有分布,但主要集中于 $4\text{‰}\sim 8\text{‰}$ <sup>[37]</sup>。整体上阿吾拉勒成矿带上一系列铁矿其成矿热液来源都与岩浆活动具有密切的联系,此外它们在成矿时代上都接近于 $310\sim 320\text{ Ma}$ ,这可能暗示这些铁矿是同一期岩浆活动在不同地质环境中演化形成的矿床。

总的来说,黄铁矿S同位素分析暗示了流体可能来源于岩浆岩的演化,其具有较高Co、Ni比值(图11)也表明流体的来源与火山作用联系密切。这与前人研究发现2件赤铁矿样品的锶同位素分别为0.7037和0.7062<sup>[8]</sup>,认为深部地壳或上地幔提供了成矿物质的来源,成矿与海底火山喷流作用有关相吻合<sup>[10-12]</sup>。

### 5.3 矿床成因

整体上式可布台铁矿矿体呈层状、似层状以及透镜状顺层产出,受地层层位控制,矿体与围岩同步褶曲,具有沉积型矿床的特征。赤铁矿主要为细粒半自形结构、隐晶质结构也符合沉积型矿石的特征。矿体中出现大量铁碧玉和重晶石条带,矿石中蚀变矿物不发育,这在热液矿床中并不常见,而重晶石和铁碧玉多发育于喷流沉积矿床中,如甘肃镜铁山铁矿<sup>[39]</sup>和海南石绿铁矿床<sup>[40]</sup>。在矿体围岩绢云母片岩、绢云母千枚岩以及矿体的顶板中发现有大量海相火山弹的分布<sup>[9]</sup>,表明式可布台矿床在空间位置上距离古老的海底火山口很近,矿床形成于海

相环境中。进一步研究发现这些火山弹中 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 含量很高(表5)<sup>[9]</sup>,这与该期岩浆局部极度富集Fe有关,为富铁流体的形成提供了极有力的证据。S同位素分析结果表明成矿流体与岩浆演化有密切的关系,黄铁矿电子探针分析结果显示成矿与海底火山活动密切相关。总的来说矿床的形成与海底火山喷流沉积密切相关,这与前人认为其为火山沉积型铁矿相吻合<sup>[9]</sup>。

前人研究表明,块状、纹层状等不同矿石构造与流体的喷流速度和水体环境有一定的联系,重晶石、铁碧玉以及赤铁矿等不同的矿物组合暗示了矿流体的成分发生了周期性的改变,纹层状矿石黄铁矿和赤铁矿纹层的交替出现可能与成矿环境的氧化还原状态发生变化有关。主矿段发育14层矿体,相较于东西矿段的1~2层矿体具有明显的优势,结合当时式可布台地区处于裂谷构造环境以及沉积盆地发生沉降作用<sup>[38]</sup>的地质背景,推测成矿是多期流体活动的结果,其中主矿段可能为沉降的中心地带。总的来说,矿床形成经历了较长时间的沉积过程,并且其中含矿流体的成分、喷流强度、沉积的水体环境以及氧化还原状态都在发生周期性变化。

综上所述,笔者认为显生宙海底火山喷流沉积作用能够形成富赤铁矿床并对矿床形成的过程进行了重建:石炭纪伊犁盆地以拉张动力为主,发育一系列高角度正断层,形成伊犁裂谷<sup>[3]</sup>,富矿流体沿着断裂和火山通道上升喷出海底,当与海水接触过后由于物理化学条件改变而发生沉淀,最后形成夹大量碧玉条带以及重晶石条带的条带状、层状以及似层状的赤铁矿,随后菱铁矿、软锰矿充填于赤铁矿裂隙中,更晚阶段黄铜矿、方铅矿充填于早期的黄铁矿及菱铁矿中。成矿后期热液活动发育,沿着早期围岩以及矿体的裂隙充填交代形成大量切穿矿体的石英脉和镜铁矿脉。

①段士刚,等.新疆西天山备战铁矿S同位素特征(尚未发表). 2014.



## 6 结 论

(1)黄铁矿 Co、Ni 比值显示式可布台铁矿的形成与火山活动有密切的关系,黄铁矿和重晶石的硫同位素测试结果表明成矿流体与酸性岩浆的演化有密切的关系,并且在成矿过程中硫酸盐和硫化物发生了硫同位素分馏,硫酸盐矿物重晶石含有相对更高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,而硫化物矿物黄铁矿具有相对更低的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。

(2)矿床形成于伊犁裂谷活动时期,伴随着火山喷流的旋回以及伊犁裂谷断陷盆地的发育,富铁流体在近火山活动中心沉积。晚期热液活动加入,形成了大量的石英镜铁矿脉以及充填状的菱铁矿、软锰矿以及交代成因的黄铜矿和方铅矿,最终形成中矿段多层、东西矿段薄层的富矿体,矿床为海相火山喷流沉积成因。

**致谢:**感谢中国地质科学院矿产资源所电子探针实验室的陈振宇老师在电子探针实验方面以及北京硫同位素实验室刘牧老师在同位素分析中提供的帮助,感谢审稿人和编辑部李亚萍老师提出的宝贵意见,你们的建议对文章质量的提高有很大的帮助。

### 参考文献(References):

- [1] 蒋宗胜,张作衡,王志华,等. 新疆西天山智博铁矿蚀变矿物学、矿物化学特征及矿床成因探讨[J]. 矿床地质, 2012, 31(5): 1051-1066.  
Jiang Zongsheng, Zhang Zuoheng, Wang Zhihua, et al. Alteration mineralogy, mineral chemistry and genesis of Zhibo iron deposit in Western Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2012, 31(5): 1051-1066(in Chinese with English abstract).
- [2] 王志华,张作衡,蒋宗胜,等. 西天山智博铁矿床磁铁矿成分特征及其矿床成因意义[J]. 矿床地质, 2012, 31(5): 983-998.  
Wang Zhihua, Zhang Zuoheng, Jiang Zongsheng, et al. Magnetite composition of Zhibo iron deposit in Western Tianshan Mountains and its genetic significance[J]. Mineral Deposits, 2012, 31(5): 983-998(in Chinese with English abstract).
- [3] Duan Shigang, Zhang Zuoheng, Jiang Zongsheng, et al. Geology, geochemistry, and geochronology of the Dundu iron-zinc ore deposit in western Tianshan, China[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 57: 441-461.
- [4] 汪帮耀,胡秀军,王江涛,等. 西天山查岗诺尔铁矿床地质特征及矿床成因研究[J]. 矿床地质, 2011, 30(3): 385-402.  
Wang Bangyao, Hu Xiujun, Wang Jiangtao, et al. Geological characteristics and genesis of Chagangnuoer iron deposit in

- Western Tianshan, Xinjiang[J]. Mineral Deposit, 2011, 30(3): 385-402(in Chinese with English abstract).
- [5] 洪为,张作衡,赵军,等. 新疆西天山查岗诺尔铁矿床矿物学特征及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(2): 191-211.  
Hong Wei, Zhang Zuoheng, Zhao Jun, et al. Mineralogy of the Chagangnuoer iron deposit in Western Tianshan Mountains, Xinjiang, and its geological significance[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2012, 31(2): 191-211(in Chinese with English abstract).
- [6] 冯金星,石福品,汪帮耀,等. 西天山阿吾拉勒成矿带火山岩型铁矿[M]. 北京:地质出版社, 2010: 1-132.  
Feng Jinxing, Shi Fupin, Wang Bangyao, et al. Volcanic-type iron deposit in awulale metallogenic belt, Western Tianshan[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010: 1-132(in Chinese with English abstract).
- [7] 王军年,白新兰,李岩龙,等. 新疆尼勒克县松湖铁矿地质特征[J]. 资源环境与工程, 2009, 23(2): 104-107.  
Wang Junnian, Bai Xinlan, Li Yanlong, et al. Geological characteristics of Songhu iron deposit in Nileke county, Xinjiang[J]. Resources Environment & Engineering, 2009, 23(2): 104-107(in Chinese with English abstract).
- [8] 陈毓川,刘德权,唐延龄,等. 中国天山矿产及成矿体系[M]. 北京:地质出版社, 2008: 246-287.  
Chen Yuchuan, Liu Dequan, Tang Yanling et al. Mineral and mineralization system in Tianshan, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 246-287(in Chinese with English abstract).
- [9] 王日伦,王风桐. 式可布台铁矿床中的火山弹[J]. 中国地质科学院报天津地质矿产研究所分刊, 1980, 1(2): 43-48.  
Wang Yuelun, Wang Fengtong. The bombs in the iron ore deposit of Shikebutai[J]. Bulletin Chinese Acad. Geol. Sci., Series VI, 1980, 1(2): 43-48(in Chinese with English abstract).
- [10] 莫江平,黄明扬,覃龙芳,等. 新疆预须开普台铁铜矿床成因探讨[J]. 地质与勘探, 1997, 33(4): 7-12.  
Mo Jiangping, Huang Mingyang, Tan Longfang, et al. The origin of Kaiputai iron-copper deposit in Yuxu, Xinjiang, China[J]. Geology and Prospecting, 1997, 33(4): 7-12(in Chinese with English abstract).
- [11] 卢宗柳,莫江平. 新疆阿吾拉勒富铁矿地质特征和矿床成因[J]. 地质与勘探, 2006, 42(5): 8-11.  
Lu Zongliu, Mo Jiangping. Geological characteristics and ore genesis of Awulale iron-rich deposit in Xinjiang[J]. Geology and Prospecting, 2006, 42(5): 8-11(in Chinese with English abstract).
- [12] 张作衡,洪为,蒋宗胜,等. 新疆西天山晚古生代铁矿床的地质特征、矿化类型及形成环境[J]. 矿床地质, 2012, 31(5): 941-964.  
Zhang Zuoheng, Hong Wei, Jiang Zongsheng, et al. Geological features, mineralization types and metallogenic setting of Late Paleozoic iron deposits in western Tianshan Mountains of Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2012, 31(5): 941-946(in Chinese

- with English abstract).
- [13] 左国朝, 张作衡, 王志良, 等. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化[J]. 地质论评, 2008, 54(6): 748–769.  
Zuo Guochao, Zhang Zuoheng, Wang Zhiliang, et al. Tectonic division, stratigraphical system and the evolution of Western Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. Geological Review, 2008, 54(6): 748–769(in Chinese with English abstract).
- [14] 李凤鸣, 彭湘萍, 石福品, 等. 西天山石炭纪火山–沉积盆地铁锰矿成矿规律浅析[J]. 新疆地质, 2011, 29(1): 55–60.  
Li Fengming, Pen Xiangping, Shi Fupin, et al. Analysis on Fe–Mn mineralization regularity in carboniferous volcanic–sedimentary basin of West Tianshan[J]. Xinjiang Geology, 2011, 29(1): 55–60(in Chinese with English abstract).
- [15] 朱志新, 李锦轶, 董连慧, 等. 新疆西天山古生代侵入岩的地质特征及构造意义[J]. 地学前缘, 2011, 18(2): 170–179.  
Zhu Zhixin, Li Jinyi, Dong Lianhui, et al. Geological characteristics and tectonic significance of Paleozoic intrusive rocks in Western Tianshan of Xinjiang Province[J]. Earth Science Frontiers, 2011, 18(2): 170–179(in Chinese with English abstract).
- [16] 朱志新, 李锦轶, 王克卓, 等. 新疆塔里木北缘色日牙克依拉克一带泥盆纪花岗岩侵入体的确定及其地质意义[J]. 岩石学报, 2008, 24(5): 971–976.  
Zhu Zhixin, Li Jinyi, Wang Kezhao, et al. Age determination and geological significance of Devonian granitic intrusions in Seriyakeyilake region, north margin of Tarim basin, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(5): 971–976(in Chinese with English abstract).
- [17] 高俊, 何国琦, 李茂松. 西天山造山带的构造变形特征研究[J]. 地球学报, 1997, 18(1): 1–9.  
Gao Jun, He Guoqi, Li Maosong. Studies on the Features of the Structural Deformations in the Western Tianshan Orogenic belt[J]. Acta Geoscientica Sinica, 1997, 18(1): 1–9(in Chinese with English abstract).
- [18] 王春龙, 王义天, 董连慧, 等. 新疆西天山松湖铁矿床稀土和微量元素地球化学特征及其意义[J]. 矿床地质, 2012, 31(5): 1038–1050.  
Wang Chunlong, Wang Yitian, Dong Lianhui, et al. Geochemical characteristics of rare earth and trace elements compositions of Songhu iron deposit in western Tianshan of Xinjiang and their significance[J]. Mineral Deposits, 2012, 31(5): 1038–1050(in Chinese with English abstract).
- [19] 张作衡, 王志良, 左国朝, 等. 新疆西天山地质构造演化及铜金多金属矿床成矿环境[M]. 北京: 地质出版社, 2008: 20–22.  
Zhang Zuoheng, Wang Zhiliang, Zuo Guochao, et al. Tectonic Evolution and Metallogenic Settings of the Copper and Gold Polymetallic Ore Deposits in West Tianshan, Xinjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 20–22(in Chinese with English abstract).
- [20] 陆松年. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评[J]. 地质论评, 1998, 44(5): 489–495.  
Lu Songnian. A review of advance in the research on the Neoproterozoic Rodinia supercontinent[J]. Geological Review, 1998, 44(5): 489–495(in Chinese with English abstract).
- [21] 董连慧, 王克卓, 朱志新, 等. 新疆大型变形构造特征与成矿关系研究[J]. 中国地质, 2013, 40(5): 1552–1568.  
Dong Lianhui, Wang Kezhao, Zhu Zhixin. The relationship between the characteristics of the large–scale deformation structure and the metallogenic processes in Xinjiang[J]. Geology in China, 2013, 40(5): 1552–1568(in Chinese with English abstract).
- [22] 刘训, 肖序常. 中国新疆南部(青藏高原北缘)盆地构造格局的演化[M]. 北京: 地质出版社, 2006.  
Liu Xun, Xiao Xuchang. The Evolution of Basin Tectonic Pattern in Southern Xinjiang, China (the northern margin of the Tibetan plateau) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006(in Chinese with English abstract).
- [23] Xu Guanghong. Geochemistry of sulphide minerals at Dugald River, NW Queensland, with reference to ore genesis[J]. Mineralogy and Petrology, 1998, 63: 119–139.
- [24] Baiwah Z U, Seccombe P K, Offler R. Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron–copper deposit, New South Wales, Australia[J]. Mineral Deposits, 1987, 22: 292–300.
- [25] Brill B A. Trace–element contents and partitioning of elements in ore minerals from the CSA Cu–Pb–Zn deposit, Australia[J]. Canadian Mineralogist, 1989, 27: 263–274.
- [26] Monteiro L V S, Xavier R P, Hitzman M W, et al. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil[J]. Ore Geology Reviews, 2008, 34: 317–336.
- [27] 单强, 张兵, 罗勇, 等. 新疆尼勒克县松湖铁矿床黄铁矿的特征和微量元素地球化学[J]. 岩石学报, 2009, 25(6): 1456–1464.  
Shan Qiang, Zhang Bing, Luo Yong, et al. Characteristics and trace element geochemistry of pyrite from the Songhu iron deposit, Nilek County, Xinjiang, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(6): 1456–1464(in Chinese with English abstract).
- [28] Ohmoto H, Rye R O. Isotope of sulfur and carbon[C]//Barnes H L (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits [M]. New York: Wiley J and Sons, 1979: 509–567.
- [29] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 218–228.  
Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. Stable Isotope Geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 2000: 218–228(in Chinese with English abstract).
- [30] Holser W T, Magaritz M, Ripperdan R L. Global isotopic events[C]//Walliser O H(ed.) [C]//Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer–Verlag, Berlin, 1996: 63–88.
- [31] Ishihara S and Sasaki A. Sulfur isotope ratios of the magnetite–

- series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith—A reconnaissance study[J]. *Geology*, 1989, 17: 788–791.
- [32] Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry* [M]. Berlin: Springer, 2009: 285.
- [33] Zheng Yongfeng. Sulfur isotopic fractionation between sulphate and sulphide in hydrothermal ore deposits: disequilibrium vs equilibrium processes[J]. *Terra Nova*, 1991, 3: 510–516.
- [34] White W M. *Geochemistry*[OL]. [www.geo.comell.edu/geology/classes](http://www.geo.comell.edu/geology/classes), 701[OL], 2000.
- [35] 王志华. 新疆西天山智博铁矿床地质特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2013.  
Wang Zhihua. *Geological Characteristics of the Zhibo Iron Deposit in Western Tianshan Mountains and the Research of its Genesis*[D]. Beijing: China University of Geoscience, Beijing, 2013(in Chinese with English abstract).
- [36] 蒋宗胜. 西天山智博铁矿石炭纪火山作用与铁成矿研究[D]. 北京: 中国地质科学院矿产资源研究所, 2014.  
Jiang Zongsheng. *Carboniferous Volcanism and Fe Mineralization at the Zhibo Iron Deposit in the Western Tianshan*[D]. Beijing: Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, 2014(in Chinese with English abstract).
- [37] 洪为, 张作衡, 李凤鸣, 等. 新疆西天山查岗诺尔铁矿稳定同位素特征及其地质意义[J]. *岩矿测试*, 2012, 31(6): 1077–1087.
- Hong Wei, Zhang Zuoheng, Li Fengming, et al. Stable isotopic characteristics of the Changanuoer Iron deposit in Western Tianshan, Xinjiang and its Geological significance[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 2012, 31(6): 1077–1087(in Chinese with English abstract).
- [38] 袁涛. 新疆西天山莫托沙拉铁(锰)矿床与式可布台铁矿床地质特征对比[J]. *地质找矿论丛*, 2003, 18: 88–92.  
Yuan Tao. Contrast of Geological characteristics between Motuoshala iron(manganese) deposit and Shikebutai iron deposit in West Tianshan Mountain of Xinjiang autonomous region[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 2003, 18: 88–92(in Chinese with English abstract).
- [39] 薛春纪, 姬金生, 张连昌, 等. 北祁连镜铁山海底喷流沉积铁铜矿床[J]. *矿床地质*, 1997, 16(1): 21–30.  
Xue Chunji, Ji Jinshen, Zhang Lianchang, et al. The Jingtieshan submarine exhalative-sedimentary iron-copper deposit in north Qilian Mountains[J]. *Mineral Deposits*, 1998, 16(1): 21–30(in Chinese with English abstract).
- [40] Xu D R, Wang Z L, Chen H Y, et al. Petrography and geochemistry of the Shilu Fe-Co-Cu ore district, South China: Implications for the origin of a Neoproterozoic BIF system[J]. *Ore Geology Reviews*, 2014, 57: 322–350.

## Geology, mineral chemistry and sulfur isotope geochemistry of the Shikebutai iron deposit in West Tianshan Mountains, Xinjiang: Constraints on genesis of the deposit

CHEN Jie<sup>1,2</sup>, DUAN Shi-gang<sup>2</sup>, ZHANG Zuo-heng<sup>2</sup>, LUO Gang<sup>3</sup>, JIANG Zong-sheng<sup>2</sup>,  
LUO Wen-juan<sup>2</sup>, WANG Da-chuan<sup>1</sup>, ZHENG Ren-qiao<sup>1</sup>

(1. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. No. 405 Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Chengdu 611830, Sichuan, China)

**Abstract:** The Shikebutai iron deposit is hosted in Upper Carboniferous intermediate-acidic volcanoclastic rocks, low-grade metamorphic schist and phyllite in the Yili rifting of West Tianshan Mountains. Stratiform, stratoid and phacoidal orebodies are distributed along the strata. Ore minerals are predominantly hematite and specularite, with small amounts of pyrite and siderite, whereas gangue minerals are dominated by jasper, barite and quartz, with a small quantity of calcite. The ores display banded, lamellar and massive structures. Ore minerals usually show cryptocrystalline, filling and subhedral textures. The ore-forming process of the Shikebutai iron deposit can be divided into four stages, i.e., pyrite-hematite-jasper-barite stage, siderite-pyrolusite stage, quartz-specularite stage and oxide minerals stage. Geological characteristics of lamellar structure and the distribution along the strata indicate that the formation of the Shikebutai iron deposit was related to sedimentation. Electron microprobe analyses show that hematite from massive ore has variable  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$  and  $SiO_2$  values, which suggests that massive hematite ores are products of rapid sedimentation and crystallization, and also implies the rapid extravasation of iron-rich fluids. Nevertheless, hematite from lamellar ore and banded ore have concentrated  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$  and  $SiO_2$  values, suggesting that they formed in calm sedimentary environment with slow extravasation of iron-rich fluids. In general, the extravasation rate of mineral-rich fluid and the sedimentary environment changed continuously during the metallogenic process. The high Co-Ni ratio of pyrite shows that it was derived from volcanism. A negative correlativity between  $FeO_T$  and  $MnO+MgO$  is found in siderite which can be divided into two groups corresponding respectively to two different types of siderite under microscope. These phenomena imply that siderite experienced a process of differentiation at the late metallogenic stage. The  $\delta^{34}S$  values of pyrite range from  $-6.1\%$  to  $6.5\%$  and the value of barite is  $12.9\%$ , which indicates that the sulfur was derived from magma, and it was subjected to fractionation between sulfide and sulfate. In summary, the Shikebutai iron deposit belongs to submarine volcanic exhalative-sedimentary high-grade iron deposit.

**Key words:** hematite; electron microprobe analysis; sulfur isotope; ore deposit geology; Shikebutai; marine volcanics-hosted iron deposits

**About the first author:** CHEN Jie, male, born in 1991, master candidate, majors in mineralogy, petrology and metallogeny; E-mail: deepstarry@sina.cn.

**About the corresponding author:** DUAN Shi-gang, male, born in 1983, doctor, majors in mineral deposit and geochemistry; E-mail: dsg1102231@163.com.