DOI:10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202509010049

柴北缘青龙沟金矿床黄铁矿热电性与原位微量元素特征及其深部找矿意义

谢一鸣[1]，陈 敏[1,*]，李 健[2,3]，王根厚[1,4]，赵文涛[1]，谢海林[2,3]，马金花[1]

（1. 青海大学地质工程学院，青海 西宁 810016；2. 青海省第一地质勘查院，青海 海东 810600；3. 青海省柴达木大型超大型金矿深部探测技术创新工程技术研究中心，青海 海东 810600；4. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083）

摘要：青龙沟金矿床位于柴北缘滩间山超大型金矿田内，矿体赋存在中元古代万洞沟群千枚岩和大理岩中，受构造控制明显。黄铁矿是该矿床最重要的载金矿物，其热电性特征与原位微量元素研究可揭示成矿流体性质和矿床成因。选取矿床Ⅱ矿带51号勘探线钻孔中不同深度的成矿期黄铁矿开展热电性与原位微量元素分析。结果表明，不同深度的黄铁矿大部分表现为混合型（P-N型），热电系数集中在-250～0 μV/℃，形成温度集中于50～150 ℃和350～525 ℃。矿化流体高度富集As-Au-Cu-Sb。绝大部分样品Co/Ni比值位于0. 1～1之间，少部分样品大于1。深部黄铁矿中含幔源铂族元素Pd、Pt。由以上现象，青龙沟金矿床呈低温和中高温共同作用特征，元素特征与前人对卡林型金矿的研究相类似。成矿受热液和沉积作用共同影响，流体可能有地幔物质混入。综合分析认为该矿床属卡林－造山复合型矿床，浅部矿化以中低温热液作用为主，受沉积变质作用影响；深部矿化同时受沉积变质与高温热液作用，呈多期次成矿特征，成矿流体有幔源物质混入。勘探时应关注As-Au-Cu-Sb元素组合与（P-N型）黄铁矿热电性特征的构造蚀变带。

关键词：柴北缘；滩间山金矿田；青龙沟矿床；黄铁矿；热电性；LA-ICP-MS；找矿启示

中图分类号：P571；P618. 51 **文献标志码**：A **文章编号**：1000-8527(2026)04-1007-16

Pyrite Thermoelectricity and In-Situ Trace Elements: Implications for Deep Prospecting at the Qinglonggou Gold Deposit, Northern Margin of Qaidam Basin

XIE Yiming[1], CHEN Min[1,*], LI Jian[2,3], WANG Genhou[1,4], ZHAO Wentao[1], XIE Hailin[2,3], MA Jinhua[1]

(1. *Shool of Geological Engineering, Qinghai University, Xining, Qinghai* 810016, *China*; 2. *The No.* 1 *Geological Survey Institute of Qinghai Province, Haidong, Qinghai* 810600, *China*; 3. *Qinghai Qaidam Large-Superlarge Gold Deposit Deep Exploration Technology Innovation Engineering Research Center, Haidong, Qinghai* 810600, *China*; 4. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083)

Abstract: The Qinglonggou gold deposit is located in the Tanjian Mountain giant gold field along the northern margin of the Qaidam Basin. Orebodies are hosted in Mesoproterozoic Wandonggou Group phyllite and marble and are distinctly controlled by structures. Pyrite is the principal gold-bearing mineral, and its thermoelectric

收稿日期：2025-09-01；**修回日期**：2026-02-09；**编辑**：李龚健。

基金项目：青海省地质矿产勘查开发局2024年度局地质勘查项目（青地矿2024-79-19）。

作者简介：谢一鸣，男，硕士研究生，2001年出生，矿产普查与勘探专业，主要从事黄铁矿热电性、微量元素与找矿方向的研究。Email：2817426256@qq. com。

＊通信作者：陈敏，女，副教授，1986年出生，矿物学、岩石学、矿床学专业，主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究。Email：chenmin_cn@163. com。

引用格式：谢一鸣，陈敏，李健，等. 柴北缘青龙沟金矿床黄铁矿热电性与原位微量元素特征及其深部找矿意义［J］. 现代地质，2026，40（4）：1007-1022. DOI：10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202509010049.

XIE Yiming, CHEN Min, LI Jian, et al. Pyrite Thermoelectricity and In-Situ Trace Elements: Implications for Deep Prospecting at the Qinglonggou Gold Deposit, Northern Margin of Qaidam Basin［J］. GEOSCIENCE, 2026, 40（4）: 1007-1022. DOI: 10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202509010049.

properties combined with in situ trace element compositions provide important constraints on ore-forming fluids and deposit genesis. Ore-stage pyrite samples from different depths of drill cores along exploration line 51 in the No. II ore belt were analyzed for thermoelectric characteristics and trace elements. Pyrite from different depths is predominantly of mixed P-N type, with thermoelectric coefficients mainly ranging from −250 μV/℃ to 0. Formation temperatures cluster at 50 to 150 ℃ and 350 to 525 ℃. Mineralizing fluids are enriched in As, Au, Cu, and Sb. Most pyrite samples show Co/Ni ratios of 0.1 to 1, whereas a minor proportion of ratios >1. Deep-level pyrite contains mantle-derived platinum-group elements (Pd, Pt). The phenomena described above indicate that the Qinglonggou Gold Deposit exhibits characteristics of both low-temperature and medium-to-high-temperature mineralization, with elemental features analogous to those reported in previous studies on Carlin-type gold deposits. Mineralization was influenced by both hydrothermal and sedimentary processes, with possible incorporation of mantle-derived materials into the ore-forming fluids. Overall, the Qinglonggou deposit is interpreted as a Carlin-orogenic composite-type gold deposit. Shallow mineralization is dominated by medium- to low-temperature hydrothermal processes influenced by sedimentary metamorphism, whereas deep mineralization reflects the combined effects of sedimentary metamorphism and high-temperature hydrothermal activity, recording multi-stage mineralization with mantle material input. Exploration should focus on structurally altered zones characterized by As-Au-Cu-Sb assemblages and P-N-type pyrite thermoelectric signatures.

Key words: northern margin of Qaidam Basin; Tanjianshan Gold Field; Qinglonggou Deposit; pyrite; thermoelectricity; LA-ICP-MS; prospecting implications

0 引 言

黄铁矿是重要载金矿物，黄铁矿的热电性是黄铁矿单矿物颗粒两端出现温度差的作用下，矿物两端产生的电动势差。热电性导型分为失去外层电子的P型和载流子含额外电子的N型2种[1]。金矿中黄铁矿的热电性与黄铁矿的时空分布及形成温度具有一定的相关性[2]：矿体上部、晚期、较低温形成的黄铁矿，其热电系数为正值，为P导型；矿体中部、中期、中温条件下形成的黄铁矿，其热电系数值或正或负，多为混合导型（P-N型或N-P型）；矿体下部、早期、高温条件形成的黄铁矿，其热电系数为负值，具有N导型特点。其中，P型黄铁矿的吸附能力是受体阳离子激发的，Au元素更易被P导型的黄铁矿所吸附[2-3]。黄铁矿热电性可用来计算成矿温度[4-6]，推测矿物形成的环境以及物理化学条件，判断矿物成因和矿床类型。黄铁矿原位微量元素分析被广泛用于研究金矿床的成因[7-12]，微量元素含量及元素比值与已知源区对比，可用于判断成矿物质的来源[13]。

青海省柴达木盆地北缘（柴北缘）作为青藏高原重要的金多金属成矿带（图1（a）），其北西段滩间山地区，已发现了金龙沟、细晶沟、青龙滩、青龙沟等数个大中型金矿床，共探明金金属量约135 t[14]。近年来，青海省第一地质勘查院在该地区开展了大量勘查工作，取得了深部及外围的巨大找矿突破，在青龙沟矿床3300 m以下发现了第二富集空间，圈定盲矿体73条，最高品位达106.98 g/t，新增金金属量近50 t[15]，形成了以滩间山、青龙沟、金龙沟、细晶沟矿区为核心的黄金生产基地。青龙沟金矿床是滩间山金矿田中规模最大、平均品位高、矿体质量好的金矿床，因此研究该矿床具有重大科学意义与经济意义。

青龙沟金矿床近两年深部找矿取得重大突破，大幅延长了矿山的开采寿命。前人通过控矿构造、矿体形态、矿物组成以及流体包裹体等方面的研究，判断滩间山金矿田属于造山型金矿床类型，并存在多期次成矿事件[16-20]。该区域早古生代的火成岩地层可能形成于大洋俯冲、大陆碰撞到造山塌陷的大陆造山运动作用的不同阶段[21]。在碰撞或俯冲过程中，出现了广泛的岩浆活动，其中可能存在地幔部分熔融产生的岩浆[22-24]。这些岩浆与岩浆岩为滩间山成矿提供了物质与能量来源。前人将该矿床成矿分为三个成矿期[24]：早期变质热液期（加里东期，约429 Ma）以沉积地层变质脱硫为硫源，形成平行于片理的黄铁矿脉和黄铁矿-石英脉，伴随金元素初步富集；主成矿期（晚

华力西期—印支期，260 ~ 220 Ma）以岩浆硫为主导，发育浸染状黄铁矿、毒砂–黄铁矿–方解石–石英脉及烟灰色石英–黄铁矿脉，金、银、锑、铋高度富集；印支期后的后期叠加阶段形成黄铁矿–方解石–石英脉，硫同位素进一步升高，成矿物质源自混合流体，矿化强度减弱[25]。多期次成矿作用叠加表现为早期沉积–变质成矿（加里东期）与晚期岩浆热液成矿（华力西期—印支期）复合，形成“构造蚀变岩型 + 岩浆热液型”矿床[25-26]。前人大部分研究聚焦于已开发的矿田露头样品，关于矿床成因类型仍存在争论，大部分的研究认为滩间山金矿田为造山型金矿[14, 20-25]，还有小部分研究认为其成因类型可能包括沉积成因、岩浆成因等[15, 25]，而关于青龙沟金矿床深部样品的具体研究较为稀少。

本文对青龙沟矿区二矿带51号勘探线钻孔进行了系统岩芯编录，并采集了相关样品，对主成矿期的含黄铁矿岩芯样品使用热电仪、激光剥蚀电感耦合等离子体质谱（LA-ICP-MS）进行原位测试分析，获得黄铁矿热电性及其原位微量元素数据，研究黄铁矿热导率的分布及元素相关性，旨在揭示青龙沟金矿床深部矿体成因类型，该研究成果可为深部找矿提供科学依据，为下一步滩间山金矿田深部勘查提供指导意见。

1　区域地质背景

柴北缘地处青藏高原东北部，整体呈南北—东西方向，相接于柴达木地块、祁连地块、秦岭造山带和阿尔金 - 敦煌地块（如图1（a））。该区域属于中央造山系的一部分，其构造演化主要受早古生代至晚古生代期间的造山运动控制[27-31]。

古元古代晚期，该地区发育地壳重熔、变质作用与岩浆侵位等构造热事件[32]。早古生代时期，构造演化很可能与原特提斯洋岩石圈向北俯冲及古亚洲洋岩石圈向南俯冲有关，其中奥陶纪花岗岩类（472 ~ 439 Ma）以闪长岩与花岗闪长岩为主，具钙碱性 I 型花岗岩特征，指示俯冲环境[32]。晚古生代时期，中–上石炭统浅海碳酸盐岩等海相沉积岩中夹杂了大量玄武岩、安山岩和流纹岩等火山岩，表明部分地体经历过裂解事件，洋壳向陆壳之下北向俯冲，引发南昆仑–柴达木地块的火山喷发和岩浆侵入[33-35]。

柴北缘造山带复杂的区域地壳演化，诱发了广泛的岩浆活动，并为金铅锌等成矿元素的活化、运移与富集提供了有利条件。区内形成了包括锡铁山、双口山、青山、青龙滩、青龙沟、金龙沟、细晶沟在内的一系列金铅锌多金属矿床[36-37]，使该区域成为青海省仅次于东昆仑成矿带的重要金多金属矿集区。

区域出露地层由老至新为古元古代达肯大坂岩群、中元古代万洞沟群、寒武–奥陶纪滩间山群、晚泥盆世牦牛山组、早石炭世怀头塔拉组、早 – 中三叠世隆务河组、早–中侏罗世大煤沟组、晚侏罗世红水沟组、始新世—古新世路乐河组、中新世—渐新世干柴沟组、晚新世油砂山组以及第四系（如图 1（b））。中元古代万洞沟群（Pt_2W）是滩间山地区的主要出露地层，具有海进→海退的海湾相沉积特征，分为碳酸盐岩组（Pt_2W^a）和碎屑岩组（Pt_2W^b）。碳酸盐岩组（Pt_2W^a）主要由白云石大理岩、硅化白云石大理岩等组成，而碎屑岩组（Pt_2W^b）则以钙质千枚岩、绢云母碳质千枚岩、碳质千枚岩等为主[38-39]。这些地层在区域上广泛分布，构成了金矿床的主要赋矿层位。

区域构造以NW向韧性剪切带和N—S向褶皱为主，其中NW向剪切带控制了金矿化的空间分布，而N—S向褶皱的枢纽部位常赋存鞍状金矿体[39]。此外，北祁连—柴达木造山带经历了早古生代洋壳俯冲（约526 ~ 460 Ma）、大陆深俯冲及超高压变质（约460 ~ 420 Ma），以及晚古生代碰撞后岩石圈拆沉和伸展垮塌（约420 ~ 350 Ma）等多阶段构造事件，为区域岩浆活动和成矿作用提供了动力学背景[40]。

滩间山地区区域岩浆活动强烈，岩浆岩非常发育，包括花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩、辉长岩、超基性岩等侵入岩（图1（b））。岩浆岩的侵入时代主要为华力西期，其次为加里东期[40-42]。

2　矿区地质特征

2.1　基础地质

青龙沟矿区位于滩间山金矿田的中部。目前已探明的三条主要矿带均赋存在中元古代万洞沟群的地层中，其为一套浅变质岩系，由碳酸盐岩组（Pt_2W^a）和碎屑岩组（Pt_2W^b）组成。碳酸盐岩组（Pt_2W^a）主要由白云石大理岩、硅化白云石大

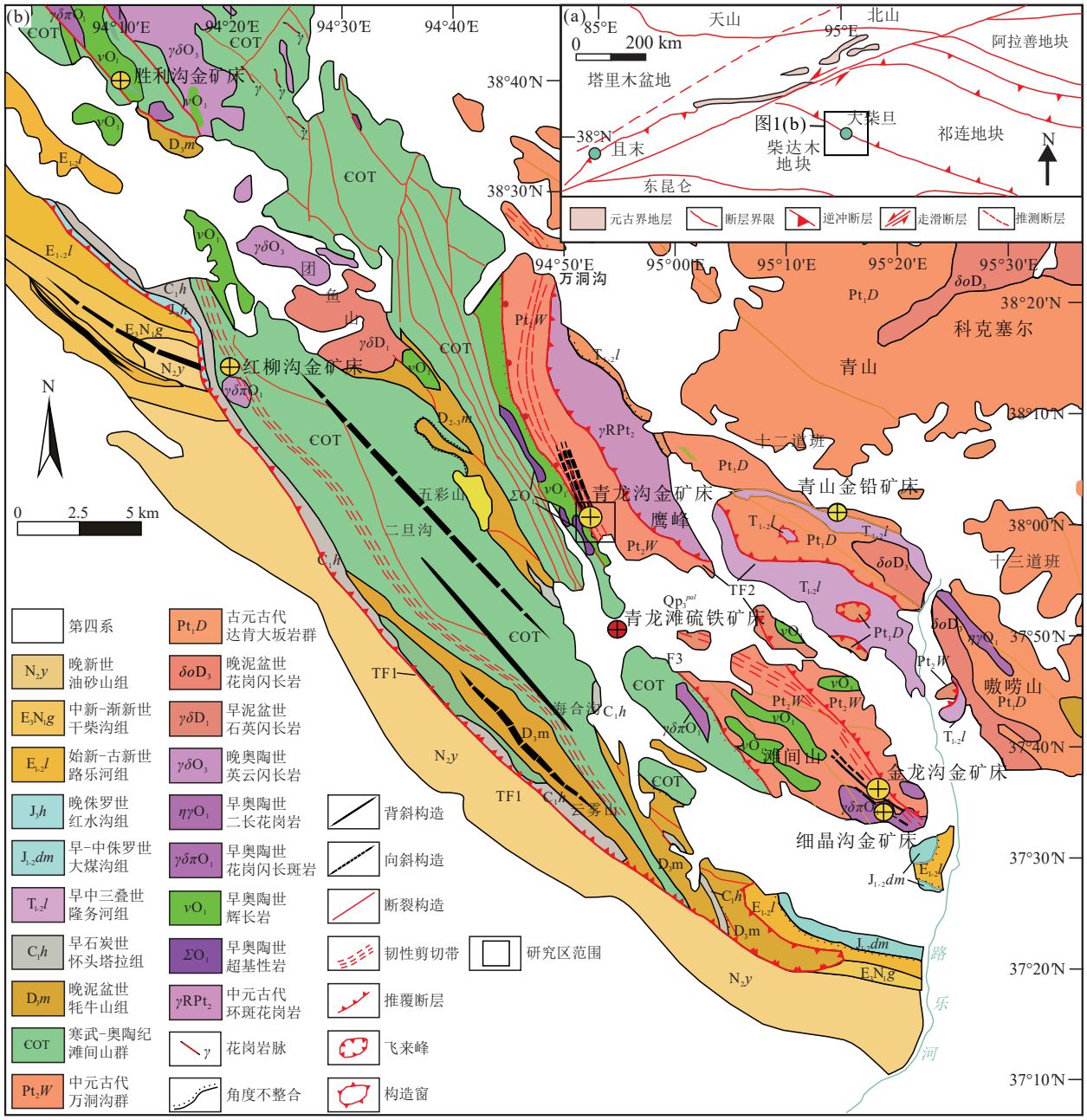


图1 （a） 柴北缘造山带大地构造位置（据文献［37］修编）和（b） 滩间山矿田地层构造分布图

Fig. 1 （a） Tectonic setting of the North Qaidam orogenic belt（modified from reference ［37］） and （b） Geological map showing stratigraphic distribution and tectonic framework of the Tanjianshan ore field

理岩等组成，而碎屑岩组（Pt_2W^b）则以碳质千枚岩、绢云千枚岩等为主，两岩组之间为断层接触[38－39，43]。

矿区西南部断续出露寒武纪—奥陶纪滩间山群，呈北西—南东走向，最宽800 m。该套地层区域上共分为下碎屑岩组、下火山岩组、砾岩组、上火山岩组、上碎屑岩组5个岩组，矿区内主要出露有下碎屑岩组和下火山岩组2个岩组，二者为断层接触关系（如图2）。中、新生代地层在区内广泛分布，约占矿区面积的60%。

矿区发育褶皱和断裂构造，褶皱构造主体为青龙沟复式向斜，分布于万洞沟经黑山至青龙滩一带，主要位于青龙沟下游区域，其核部发育次级背斜和向斜，走向长约11 km，轴向330°。在青龙沟复式向斜的东南段核部西侧与核部的东南段，分别分布着青龙沟向斜与青龙沟背斜，该向斜与背斜的破碎带，控制金矿带与矿体的分布。矿区内发育三组断裂系统，NW—SE向断裂与区域断

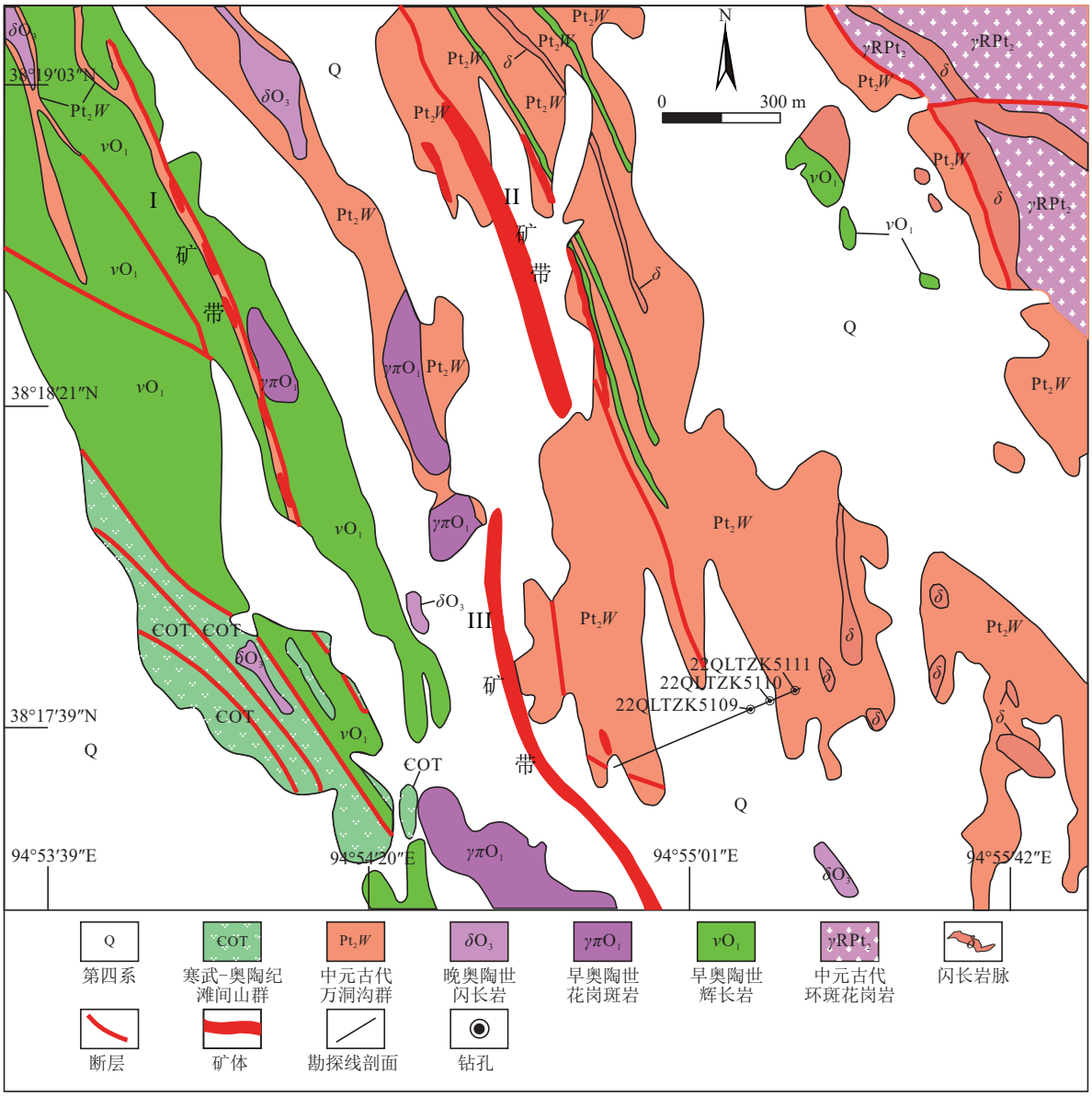


图 2　青龙沟金矿地质图

Fig. 2　Geological map of the Qinglonggou gold deposit

裂系统相关，表现为推覆和斜滑运动。NNE 向断裂与矿体关系密切，矿体主要赋存在这些断裂的平行裂隙中。E—W 和 N—S 向断裂规模较小，多发育在褶皱轴部或转折端，局部赋存小型矿体。次级断裂多为高角度逆冲断层，沿断裂带发育硅化、绢云母化和黄铁矿化等蚀变。断裂既是导矿通道，也是容矿空间，矿体常呈脉状、透镜状赋存于断裂旁侧的裂隙带中[38]。此外，后期 NE 向断裂对早期矿体具有破坏和改造作用[44]。

矿区发育岩浆岩，主要有早奥陶世花岗斑岩、辉长岩、晚奥陶世闪长岩等。与金成矿关系密切的闪长玢岩脉形成于（404.9 ± 2.9）Ma，可能是由前寒武纪变质基底部分熔融的闪长质岩浆结晶而成，并加入了地幔物质[41]，闪长岩脉侵入时间为（124.4 ± 1.4）Ma，辉长岩脉侵入时间为（124.9 ± 1.4）Ma[40-42]。

2.2　矿体特征

青龙沟金矿床中存在三个规模较大的矿带（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ矿带，图 2），空间分布特征受构造与岩性双重控制，每条矿带由几条独立的矿脉组成。它们相互平行，其展布方向与 NW 向脆-韧性剪切带及次级背斜构造密切相关。矿体主要赋存于青龙沟复式向斜核部次级背斜北东翼的硅化白云石大理岩与碳质绢云千枚岩接触带，形态以脉状、透镜状为主，沿断裂带和褶皱转折端富集，部分受闪长岩脉侵入接触带控制。赋矿层位集中于中

元古代万洞沟群碳酸盐岩组顶部的薄层状含碳硅化白云石大理岩。矿化带延伸长度超过 2 km，宽度 50 ~ 150 m，走向 336°，倾角 60° ~ 80°，围岩蚀变分带性显著。

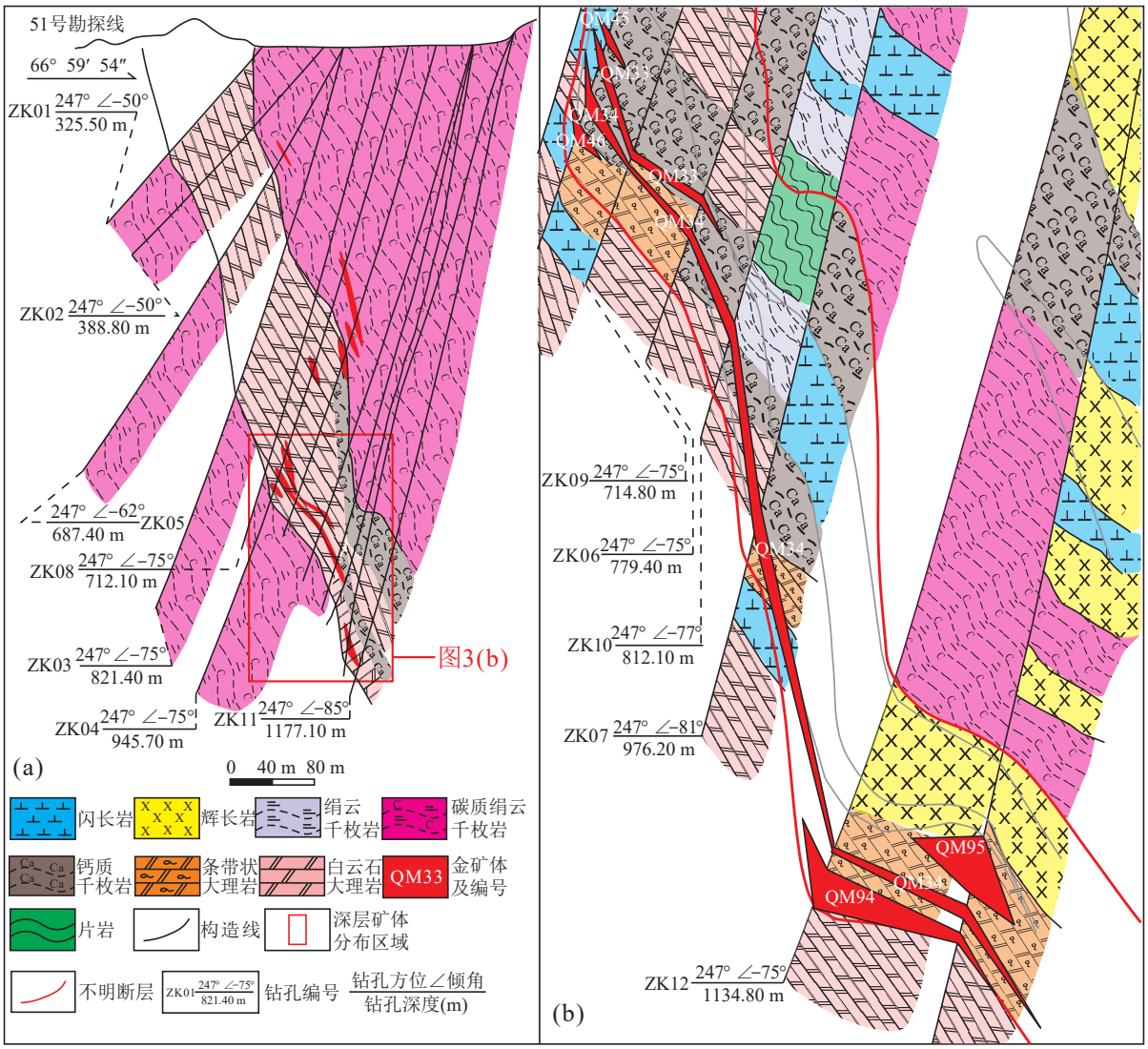


图3 （a） 青龙沟金矿床51号勘探线剖面图（据文献［45］修编）；（b） 2500 ~ 3000 m标高深部矿体分布图（据青龙沟矿区QLT51勘探线剖面图修编）

Fig. 3 （a） Cross-section along exploration line 51 of the Qinglonggou gold deposit （modified from reference ［45］）；（b） Distribution map of deep ore bodies at elevations of 2500 ~ 3000 m（modified from Geological section along exploration line QLT51 in the Qinglonggou mining area）

本次重点对Ⅱ矿带开展了研究，Ⅱ矿带共圈定金矿体59条，编号QL-M15-QL-M73。深部工业品位金矿体呈似层状或透镜状，分布标高2400 ~ 3100 m，沿51号勘探线E—W向分布，宽度约200 m，矿体沿走向及倾向均呈连续性好、矿化不均匀、产状较陡、受构造控矿现象明显等特征。矿体赋存的主要围岩为钙质千枚岩和条带状大理岩（如图3（a））。

本文样品采自ZK5110，该钻孔穿透QM34金矿体（如图3（b）），样品平均品位2.19 g/t，厚度6.05 m。QM34为Ⅱ矿带已勘察详细矿体，其矿体长度40 m，斜深110 m，真厚度2.13 m，倾向67°，倾角56°，平均品位1.82 g/t，含矿岩性为白云石大理岩，矿体形态呈透镜状。

矿石矿物组成上，深部矿体与浅部矿体差异不大，矿石中金属矿物主要有自然金、黄铁矿、闪锌矿、褐铁矿以及毒砂，还有少量方铅矿、黄铜矿、斑铜矿、蓝辉铜矿等。脉石矿物主要有碳酸盐矿物、绢云母、白云母、石英等（图4（a））。矿石的结构主要为自形-半自形结构、交

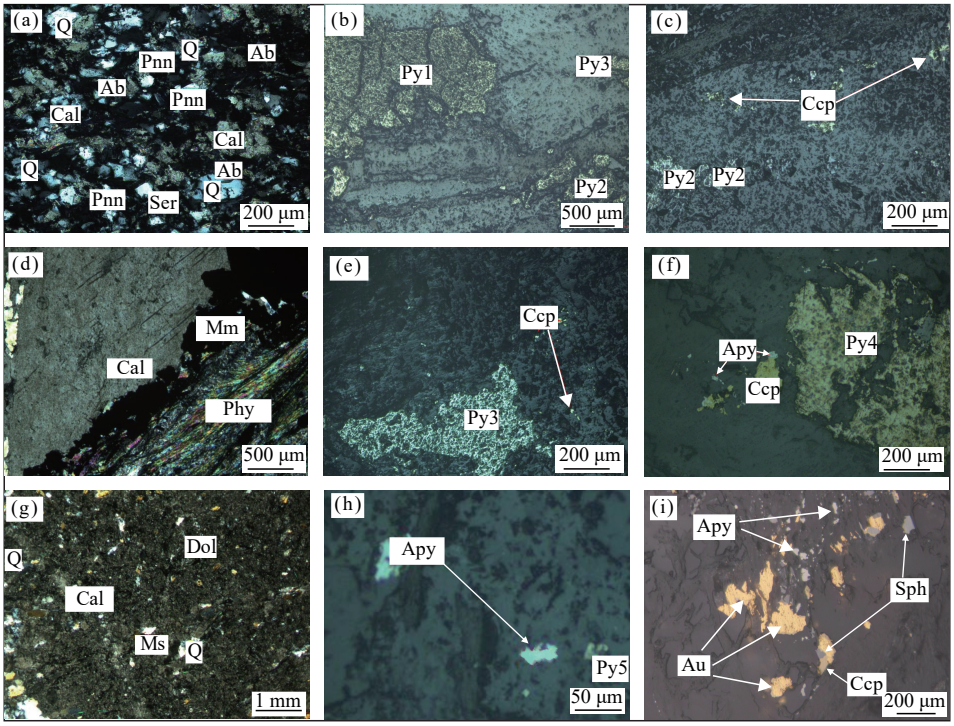


图4　青龙沟金矿床矿石矿物组成

Fig. 4　Minerals of ores from the Qinglonggou gold deposit

(a)浅灰色碳质方解绿泥片岩;(b)阶段Ⅰ破碎自形 - 半自形黄铁矿(Py1);(c)阶段Ⅱ粒状、团块状黄铁矿(Py2);(d)黄铁矿化深灰色碳质绢云千枚岩碳酸盐脉;(e)阶段Ⅱ脉状黄铁矿(Py3);(f)阶段Ⅲ自形-半自形黄铁矿(Py4);(g)灰色微细粒碳质白云石大理岩;(h)阶段Ⅳ微粒状黄铁矿(Py5);(i)阶段Ⅳ自然金的形态;Q. 石英;Ser. 绢云母;Sph. 闪锌矿;Py. 黄铁矿;Pnn. 叶绿泥石;Phy. 千枚岩;Lm. 褐铁矿;Ccp. 黄铜矿;Cal. 方解石;Ab. 钠长石;Apy. 毒砂;Ms. 白云母;Mm. 金属矿物;Dol. 白云石;Au. 金

代包裹结构、粒状结构、环带结构等。构造为稀疏浸染状构造、千枚状构造、条带状构造和脉状构造。

根据野外观察和镜下鉴定（图4和5），参考前人研究[41, 46-47]，可以将该矿床划分为三个成矿期和四个成矿阶段（图6）。早成矿期包含一个成矿阶段（阶段Ⅰ），该成矿阶段的黄铁矿（Py1）呈自形-半自形状，颗粒较大，镜下有明显破碎结构（图4（b）），赋存于千枚岩地层中，部分黄铁矿氧化成褐铁矿。石英-硫化物-金成矿期和石英-碳酸岩-金成矿期是金的主要成矿期，包含阶段Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ三个成矿阶段。阶段Ⅱ的黄铁矿可分为两个世代（Py2与Py3）。Py2呈细粒脉状（图4（c）），半自形-自形，赋存于石英绢云千枚岩中（图4（d）），伴生少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂和自然金等；Py3呈脉状，半自形-自形（图4（e）），主要赋存于碳质绢云千枚岩中，沿石英-方解石脉分布，伴生少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂和自然金等。阶段Ⅲ的黄铁矿（Py4）呈自形-半自形粒状，颗粒较大（图4（f）），赋存于白云母方解大理岩中，可见被黄铜矿交代，伴生少量毒砂、闪锌矿和方铅矿。阶段Ⅳ的黄铁矿（Py5）为细粒、微细粒的半自形-他形粒状，主要赋存在白云石大理岩中（图4（g-i）），伴生大量细粒毒砂和少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和自然金，是主要含金阶段之一。

矿区围岩蚀变较强，主要类型包括绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、碳酸盐化、白云母化、硅化、黄铁矿化等，部分岩石样品出现了黑色碳化物。钻孔编录与成矿期次分析表明，蚀变具分带性，由外向内依次呈现绿泥石化→碳酸盐化→绢云母化的蚀变特征，并伴随有绿泥石-绢云母混合蚀变、绿泥石-碳酸盐混合蚀变（图4（a）和5）。硅化和绢云母化是样品中最常见的蚀变类型，主要分布于矿体中心位置。绿泥石化也较为广泛，一般发生在矿体的边缘区域，矿物组合有绿泥石+绿帘石+方解石+黄铁矿和绿泥石+黄铁矿+毒砂两种。碳酸盐化蚀变发育较弱，仅见于深部矿体，矿物组合为方解石+白云石。其中，绢云母化与金矿化关系密切，Py2与Py3矿化阶段主要发生在绢

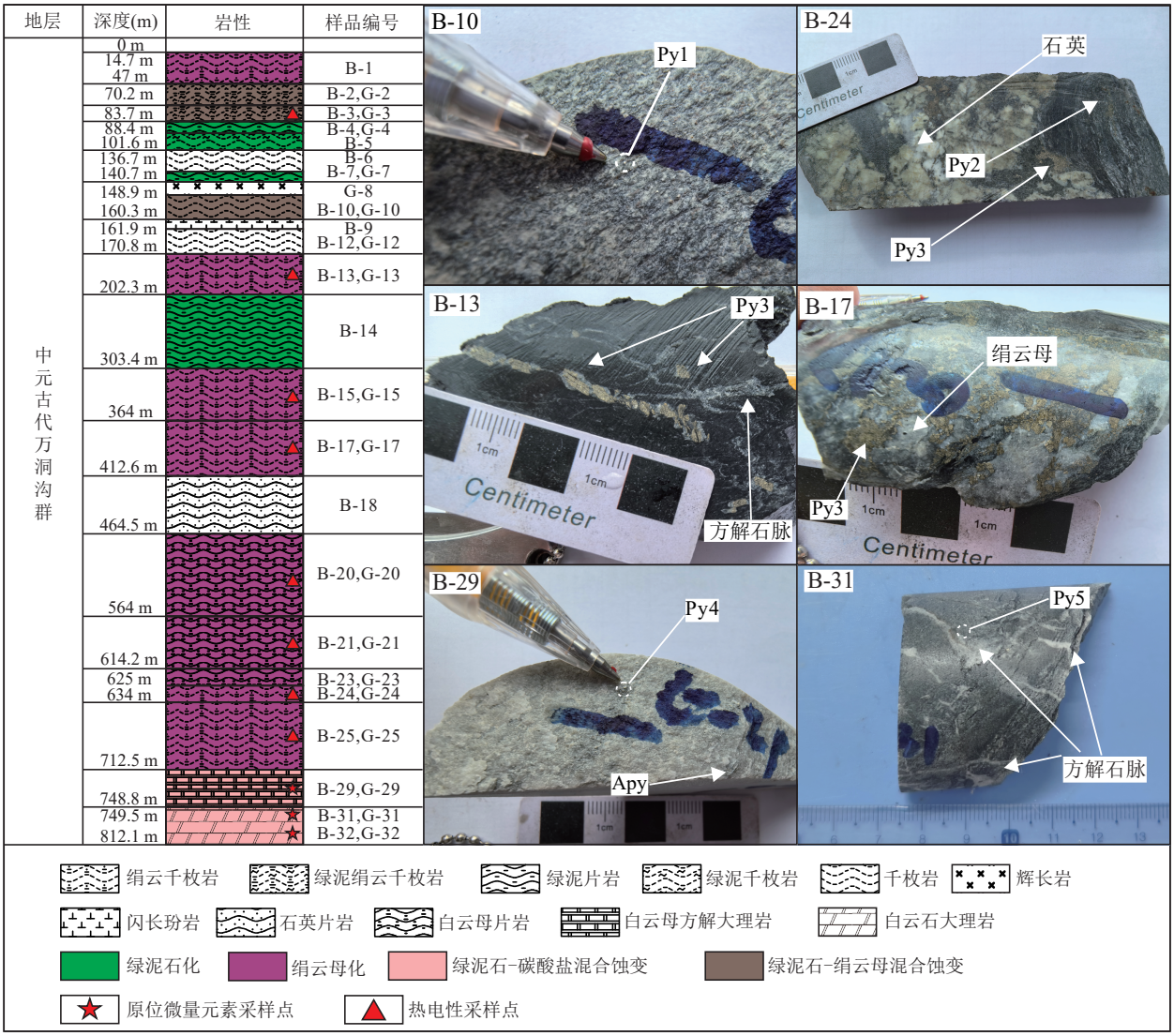


图5 ZK5110钻孔岩性柱状图及矿石手标本

Fig. 5 Lithologic column and hand specimens from drill cores ZK5110

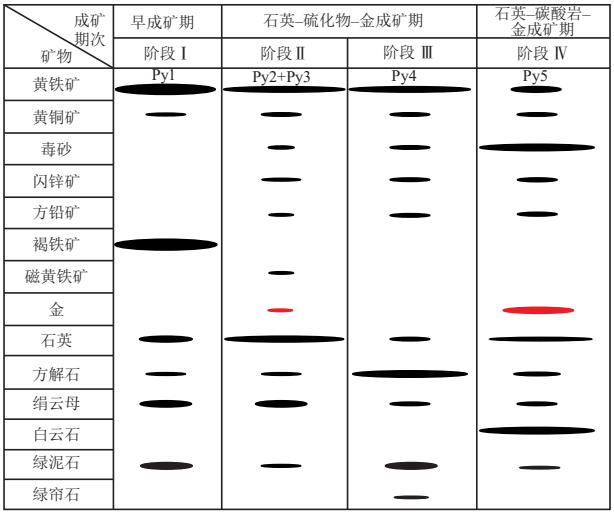


图6 青龙沟金矿床成矿期次划分图

Fig. 6 Diagram showing the mineralization stages of the Qinglonggou Gold Deposit

云母化的围岩中，而Py5矿化阶段主要赋存于绿泥石化-碳酸盐化混合蚀变的围岩中（图5和6）。

3 样品信息与实验分析

3.1 样品采集

本次根据ZK5110钻孔不同标高采集了41件矿石与围岩样品，其中黄铁矿热电性样品8件（编号：G-3（WJ20240169）、G-13（WJ20240183）、G-15（WJ20240186）、G-17（WJ20240188）、G-20（WJ20240191）、G-21（WJ20240193）、G-24（WJ20240197）、G-25（WJ20240199）），黄铁矿原位微量元素样品3件（编号：B-29、B-31、B-32），具体采样位置如图5，采集深度分别为14.7 m（B-1）、47 m（B-2，G-2）、70.2 m（B-3，G-3）、83.7 m（B-4，G-4）、88.4 m（B-5）、101.6 m（B-

6）、136.7 m（B-7，G-7）、140.7 m（G-8）、148.9 m（B-10，G-10）、160.3 m（B-9）、161.9 m（B-12，G-12）、170.8 m（B-13，G-13）、202.3 m（B-14）、303.4 m（B-15，G-15）、364 m（B-17，G-17）、412.6 m（B-18）、464.5 m（B-20，G-20）、564 m（B-21，G-21）、614.2 m（B-23，G-23）、625 m（B-24，G-24）、634 m（B- 25，G-25）、712.5 m（B-29，G-29）、748.8 m（B-31，G-31）、749.5 m（B-32，G-32）。

3.2　分析方法

3.2.1　黄铁矿热电性分析

本次对采集的含黄铁矿矿石样品首先进行磨制光片和热电片，测试前用无水乙醇清洁颗粒表面去除氧化膜。每个样品点（光片）测试30～50颗黄铁矿颗粒。实验测试所用到的测试仪器为北京中育神州数据科技有限公司的ZYRDY3000型热电仪。冷端温度设定在20～35 ℃之间，热端温度设定在80～95 ℃之间，活化温度设定在58～60 ℃之间。测试结束后，记录样品编号、粒号、冷端温度（℃）、热端温度（℃）、活化温度（℃）、热电动势（mV）、热电系数（μV/℃）、导电类型、日期。

热电性数据的分类基于全样品尺度，即依据单个样品内多颗黄铁矿颗粒热电系数进行归类，而非针对每一颗独立的黄铁矿颗粒。P型（空穴型）：由失去最外层电子形成的空穴作为主要载流子，热电系数为正值；N型（电子型）：以额外电子作为主要载流子，热电系数为负值。同时包含两种导型的黄铁矿，按照含量的多少，分为混合导型（P-N型或N-P型）。基于此，按照热电系数的符号与数量进行划分，将黄铁矿的热电场导电类型分为四种[1-5, 35, 48]：P型、N-P型、P-N型、N型。

3.2.2　黄铁矿原位LA-ICP-MS分析

LA-ICP-MS，全称激光剥蚀电感耦合等离子体质谱，是一种将激光剥蚀（LA）与电感耦合等离子体质谱（ICP-MS）联用的微区元素和同位素分析技术。将岩石样品磨制成薄片，经抛光和清洗后，在显微镜下挑选出目标单矿物颗粒，随后进行激光单点剥蚀分析。高能激光束聚焦到样品表面，蒸发/溅射微量物质，产生的气溶胶由载气送入ICP-MS。气溶胶在高温等离子体中电离，形成的离子经质谱分离检测，获得单矿物颗粒的原位微量元素组成及含量信息。

本次将含黄铁矿矿石样品送至诚谱检测技术（廊坊）有限公司，硫化物的原位微量元素测试分析所用仪器为AnalytikJena PQMS型ICP-MS及与之配套的RESOLution 193 nm准分子激光剥蚀系统。激光剥蚀所用斑束直径为40 μm，频率为5 Hz，能量密度约为5.5 J/cm^2，以高纯度氦气为载气。测试前先用NIST 610进行调试仪器，使之达到最优状态。LA-ICP-MS激光剥蚀采样采用单点剥蚀的方式，测试过程中首先遮挡激光束进行空白背景采集15 s，然后进行样品连续剥蚀采集45 s，停止剥蚀后继续吹扫25 s清洗进样系统，单点测试分析时间85 s。每隔10个剥蚀点插入一组NIST 610、NIST 612、BHVO-2G、BCR-2G、BIR-1G、MASS-1，以对元素含量进行定量计算。对分析数据的离线处理（包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量计算）采用软件ICPMS-Data Cal完成[49-50]。

4　分析结果

4.1　黄铁矿热电性

本次8件含黄铁矿矿石样品的热电性分析结果见表1，P型黄铁矿热电系数值的变化范围为0.3～162.5 μV/℃，平均值31.56 μV/℃；N型黄铁矿颗粒热电系数值的变化范围−365.1～0 μV/℃，平均值−80.73 μV/℃。黄铁矿的热电系数值−365.1～162.5 μV/℃，说明含黄铁矿矿石样品中同时存在P型与N型黄铁矿颗粒，黄铁矿的导电类型以P-N型和N型为主。标高−170.8 m至−202.3 m、−364 m至−412.6 m和−564 m至−634 m的黄铁矿为P-N型，占比为50%（4件）；标高−303.4 m至−364 m、−464.5 m至−564 m和−634 m至−712.5 m的黄铁矿为N型占比37.5%（3件）；标高−70.2 m至−83.7 m的黄铁矿为N-P型，仅一件样品，未发现单一的P型黄铁矿。

4.2　黄铁矿原位微量元素

B-29、B-31、B-32三件样品黄铁矿单矿物的LA-ICP-MS分析结果见表2。Au元素的含量为0.03×10^{-6}～260.29×10^{-6}，平均含量为83.16×10^{-6}；Co元素的含量为0.9×10^{-6}～4663.32×10^{-6}，平均含量为582.15×10^{-6}；Ni元素的含量为0.12×10^{-6}～13154.58×10^{-6}，平均含量为1884.61×10^{-6}；Zn元素的含量为3.71×10^{-6}～$23482.62\times$

表1 青龙沟金矿床矿石样品黄铁矿热电性分析结果

Table 1 Thermoelectric properties of pyrite from ore samples in the Qinglonggou gold deposit

编号	粒数	P型黄铁矿热电系数(μV/℃)		P型黄铁矿出现率	P型黄铁矿平均热电动势(mV)	N型黄铁矿热电系数(μV/℃)		N型黄铁矿出现率(%)	N型黄铁矿平均热电动势(mV)	导电类型
		范围	均值			范围	均值			
WJ20240169	30	1.1 ~ 141.5	42.10	77	2.80	−72.3 ~ −1.5	−23.27	23	−1.40	N-P
WJ20240183	50	15.3 ~ 23.7	19.50	4	1.15	−120 ~ −17.5	−57.01	96	−3.41	P-N
WJ20240186	50	0	0.00	0	0.00	−365.1 ~ − 61.2	−157.94	100	−9.26	N
WJ20240188	50	0.5 ~ 162.5	49.85	40	2.97	−207 ~ −1.1	−50.26	60	−2.99	P-N
WJ20240191	50	0	0.00	0	0.00	−164.6 ~ −5.1	−86.89	100	−5.23	N
WJ20240193	50	0.8 ~ 142	53.84	22	3.02	−124.3 ~ 0	−39.95	78	−2.37	P-N
WJ20240197	50	0.3 ~ 51.7	18.97	30	1.13	−273.9 ~ −2.9	−109.26	70	−6.38	P-N
WJ20240199	50	5.1	5.10	2	0.31	−195 ~ −31.5	−121.27	98	−7.24	N

注：测试单位为北京中育神州数据科技有限公司。

10^{-6}，平均含量为 1546.22 × 10^{-6}；Cu 元素的含量为 0.30 × 10^{-6}~8869.64 × 10^{-6}，平均含量为 852.10 × 10^{-6}；Co/Ni 为 0.07 ~ 2.31。在 B-31 和 B-32 样品测试中，发现了 Pt 和 Pd 元素，Pt 的含量为 0.01 × 10^{-6} ~ 0.22 × 10^{-6}，平均品位 0.06 × 10^{-6}；Pd 的含量为 0.02 × 10^{-6} ~ 4.81 × 10^{-6}，平均品位 0.32 × 10^{-6}。

样品 B-29 的测点 ZK5110-29-3 的 Ni 含量高达 13154.58 × 10^{-6}，可能是打点误差，导致采集到镍黄铁矿导致的；样品 B-31 的测点的 ZK5110-31-1 的 As 含量高达 428712.46 × 10^{-6}，也可能是打点误差，导致采集砷黄铁矿，这两组数据不参与讨论。

表2 青龙沟金矿床黄铁矿原位微量元素(×10^{-6})的 LA-ICP-MS 分析结果

Table 2 In-situ LA-ICP-MS analysis of trace element (×10^{-6}) contents in pyrite from the Qinglonggou Gold Deposit

样品测点/元素	Au	Pt	As	Ag	Pd	Pb	Bi	Mo	Co	Ni	Cu	Zn	Be
ZK5110-29-1	1.65	0.00	3299.06	46.65	0.75	9006.84	117.17	3.52	1287.63	9601.85	3408.32	125.06	0.00
ZK5110-29-2	2.58	0.00	1066.21	57.89	1.95	7615.25	133.34	1.87	3195.05	5700.75	8869.64	337.05	0.04
ZK5110-29-3	0.71	0.00	20524.93	29.70	0.01	7955.46	52.00	5.19	2421.35	13154.58	122.91	4.04	0.40
ZK5110-31-1	24.74	0.02	428712.46	1.03	0.00	25.57	0.31	0.61	35.27	224.65	6.11	579.83	0.00
ZK5110-31-2	214.97	0.05	13518.09	26.76	0.18	107.43	3.92	3.85	269.67	2468.28	332.14	23482.62	0.39
ZK5110-31-3	151.25	0.00	7278.08	50.24	0.08	2572.06	18.77	0.65	187.70	1499.40	541.61	37.45	0.19
ZK5110-31-4	171.93	0.00	6578.52	4.76	0.02	45.50	1.45	0.46	224.77	1052.40	286.56	103.29	5.96
ZK5110-31-5	1.53	0.02	273.37	0.52	0.06	6.48	0.03	0.09	5.03	60.11	11.08	68.55	1.70
ZK5110-31-6	0.11	0.13	120.33	0.08	0.00	1.94	0.00	0.14	0.95	1.15	6.54	47.41	1.23
ZK5110-31-7	134.33	0.01	6870.47	9.54	0.07	91.08	1.69	0.57	133.46	820.05	285.12	65.34	1.57
ZK5110-31-8	0.03	0.04	750.59	0.00	0.00	0.36	0.02	0.22	0.18	229.19	0.30	0.00	0.00
ZK5110-31-9	260.29	0.00	9533.12	8.32	0.00	67.41	1.04	0.32	108.14	735.14	240.74	15.19	0.52
ZK5110-31-10	252.36	0.00	7474.85	1.67	0.03	25.82	0.60	0.99	69.28	476.33	249.31	5.01	0.39
ZK5110-32-1	81.11	0.00	10235.90	175.30	0.63	105.93	4.33	1.02	243.79	970.83	3174.32	486.57	0.00
ZK5110-32-2	63.71	0.00	4413.99	8.83	0.14	51.46	0.65	0.50	70.50	307.44	238.53	72.02	0.43
ZK5110-32-3	134.67	0.03	6661.33	3.29	0.02	54.16	1.09	0.85	71.02	357.72	71.98	8.00	0.00

注：测试单位为诚谱检测技术(廊坊)有限公司。

5 讨 论

柴北缘造山带经历了早古生代洋壳俯冲、大陆深俯冲及碰撞后伸展等多阶段构造演化，为滩间山地区大规模金成矿提供了复杂的构造－岩浆背景。前人研究表明，滩间山金矿田的成矿作用与加里东期、华力西期—印支期多期构造-热事件密切相关，成矿物质主要来源于地壳，可能存在地幔物质混入。本次研究的青龙沟金矿床黄铁矿热电性与原位微量元素数据，揭示了成矿流体的温度、物质来源及其与区域构造演化的部分联系。深部矿体中出现的 N 型黄铁矿、高温成矿区间

（350 ~ 525 ℃）及铂族元素（Pd、Pt）的出现，为区域上可能存在幔源物质参与成矿提供了矿物学证据，支持了前人关于滩间山地区存在壳幔相互作用和多期成矿叠加的认识。

5.1　黄铁矿的成矿温度

黄铁矿的热电系数与形成时的温度具有一定的关系，形成温度与热电性之间的计算公式可分为两种：P 型黄铁矿 $T=(122.22+\alpha)\times 0.6$，N 型黄铁矿 $T=(704.51-\alpha)/1.818$，式中，T 为黄铁矿形成温度，α 为热电系数[51]。

本次采样样品的黄铁矿热电系数集中区间为 −250 ~ 0 μV/℃，平均热电系数值为 −109 μV/℃（图 7（a）），通过公式可以计算出其形成温度。高温区间主要集中于 350 ~ 525 ℃，平均温度 414 ℃，该温度结果与中高温热液成矿作用的温度区间一致[52]。低温区间主要集中于 50 ~ 150 ℃，平均温度 102 ℃，该温度结果与低温热液成矿作用的温度区间一致[52]（图 7（b））。

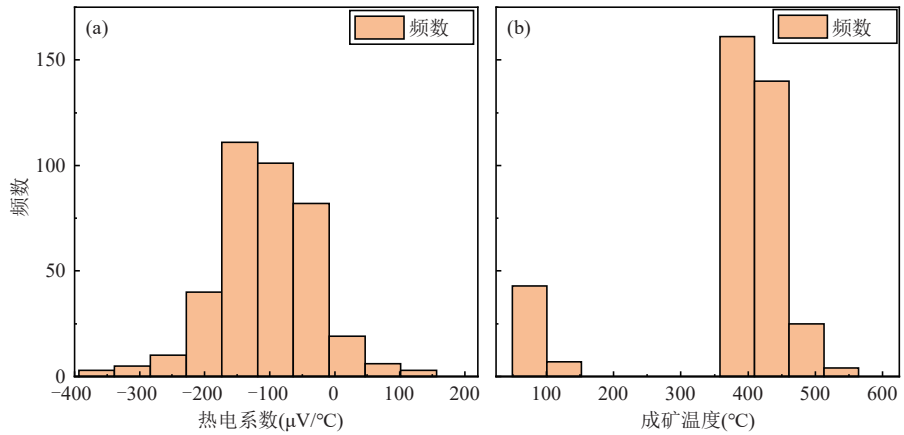


图 7　（a）青龙沟金矿床黄铁矿热电系数频数直方图；（b）青龙沟金矿床黄铁矿形成温度频数直方图

Fig. 7　（a）Frequency histogram of thermoelectric coefficients for pyrite from the Qinglonggou gold deposit and （b）Formation temperature frequency histogram of pyrite from the Qinglonggou gold deposit;

围岩蚀变与矿物组合类型可以用于推测矿物形成的环境。阶段Ⅱ的 Py2 与 Py3 主要赋存于绢云母化蚀变带，部分产于绿泥石−绢云母混合蚀变带中，其共生的矿物组合为绢云母+石英+少量绿泥石 + 方解石 + 黄铁矿，该矿物组合常见于典型浅成低温热液矿床。本次 Py2 与 Py3 的热电性数据揭示的成矿温度区间为 50 ~ 150 ℃（图 7（b）），与浅成低温热液矿床的成矿温度区间（50 ~ 300 ℃）[52] 非常吻合，两方证据共同指示该成矿阶段形成于浅成低温热液环境。阶段Ⅳ的含金黄铁矿（Py5），主要赋存于绿泥石−碳酸盐混合蚀变带中，典型共生矿物组合为绿泥石 + 绿帘石 + 白云石 + 方解石 + 黄铁矿 + 毒砂。该矿物组合常见于的造山型金矿床，其成矿温度范围一般为 100 ~ 400 ℃，在成矿高峰期可能达到 450 ℃左右。本次 Py5 热电性数据揭示的深部成矿温度区间为 350 ~ 450 ℃，与造山型金矿床温度范围高度吻合。综合前人研究成果，本文认为该矿床经历过浅成低温成矿过程，主成矿阶段为造山型金矿成因类型[53]，值得注意的是，部分 N 型黄铁矿的形成温度明显高于 450 ℃，超越了典型中低温热液系统的温度上限。Py5 原位微量元素显示，黄铁矿中含有较高的铂族元素 Pt（达 0.1×10^{-6} ~ 0.2×10^{-6}，见表 2），且其普遍与毒砂等高温矿物共生，指示该成矿阶段可能经历了深部岩浆热液的叠加或改造，进一步揭示该矿床成矿作用具有多期次、多来源热液参与的特点。

5.2　黄铁矿单矿物元素相关性分析

黄铁矿中微量元素的富集与亏损特征可有效反映其成矿环境。测试结果表明，阶段Ⅲ的 Py4 样品中 Co、Ni、Cu、Ag、Pb 含量较高，而 As、Zn、Au、Se 含量较低；相比之下，阶段Ⅳ的 Py5 样品则相对富集 As、Zn、Au、Se，而亏损 Co、Ni、Cu、Ag、Pb。在 As 元素含量上，Py4 与 Py5 两者大致相近，Py5 的 As 含量略高（图 8）。

在热液系统中，As 和 Au 通常在中低温以硫络合物形式迁移，Zn 则在相对低温环境下更易以 Cl^- 络合物迁移。本研究矿石中 Py5 富集 As、Zn、Au，锌是典型的低温元素，在较低温度的热液系统中更易富集[54−55]，意味着该矿石可能形成于中低温

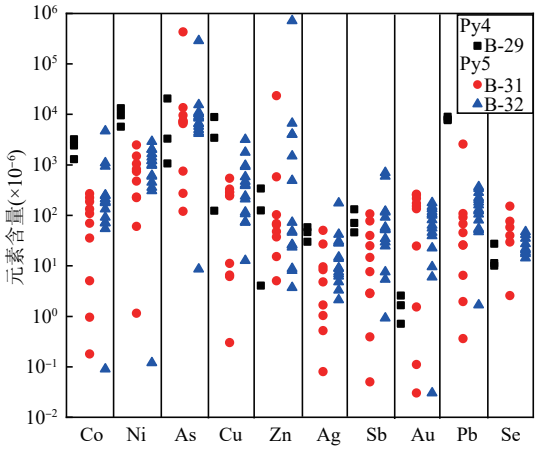


图8 青龙沟金矿床黄铁矿原位微量元素含量（×10⁻⁶）

Fig. 8 In-situ trace element concentrations (×10⁻⁶) of pyrite from the Qinglonggou gold deposit

热液系统。Py4中Cu和Ag的含量较高，Cu和Ag通常在高硫逸度下形成铜硫化物或银矿物。它们的富集可能反映成矿流体硫活度高。其中，铜通常由高温岩浆流体携带[56]，这暗示Py4的成矿温度相对高于Py5[55-56]。在Py4、Py5中，均出现了含量较高的Pd元素（表2），通常，铂族元素成矿物质来源自地幔，有时会跟随热液活动迁移[57]。

不可见金通常以两种形式存在：（1）以纳米级包裹体单质形式存在的Au；（2）以固溶体形式存在的Au^{+}[58-60]。高Au/As值通常指示纳米级包裹体中的金单质，低Au/As值指示固溶体形式存在的晶格金[59]。Py4和Py5的Au/As显著偏低（图9（a）），指示这两个成矿阶段中的Au可能是以类质同象的形式进入矿物的晶格中。不同点在于，Py4（B-29）和Py5（B-31、B-32）的三件样品中Au的平均含量分别为1.65×10^{-6}、121.15×10^{-6}、74.13×10^{-6}，相差巨大，这说明了从Py4到Py5，Au在呈逐渐富集的趋势，且Py5的Au含量明显高于普通沉积成因的黄铁矿，Py5可能存在热液再富集金元素作用[58-60]。

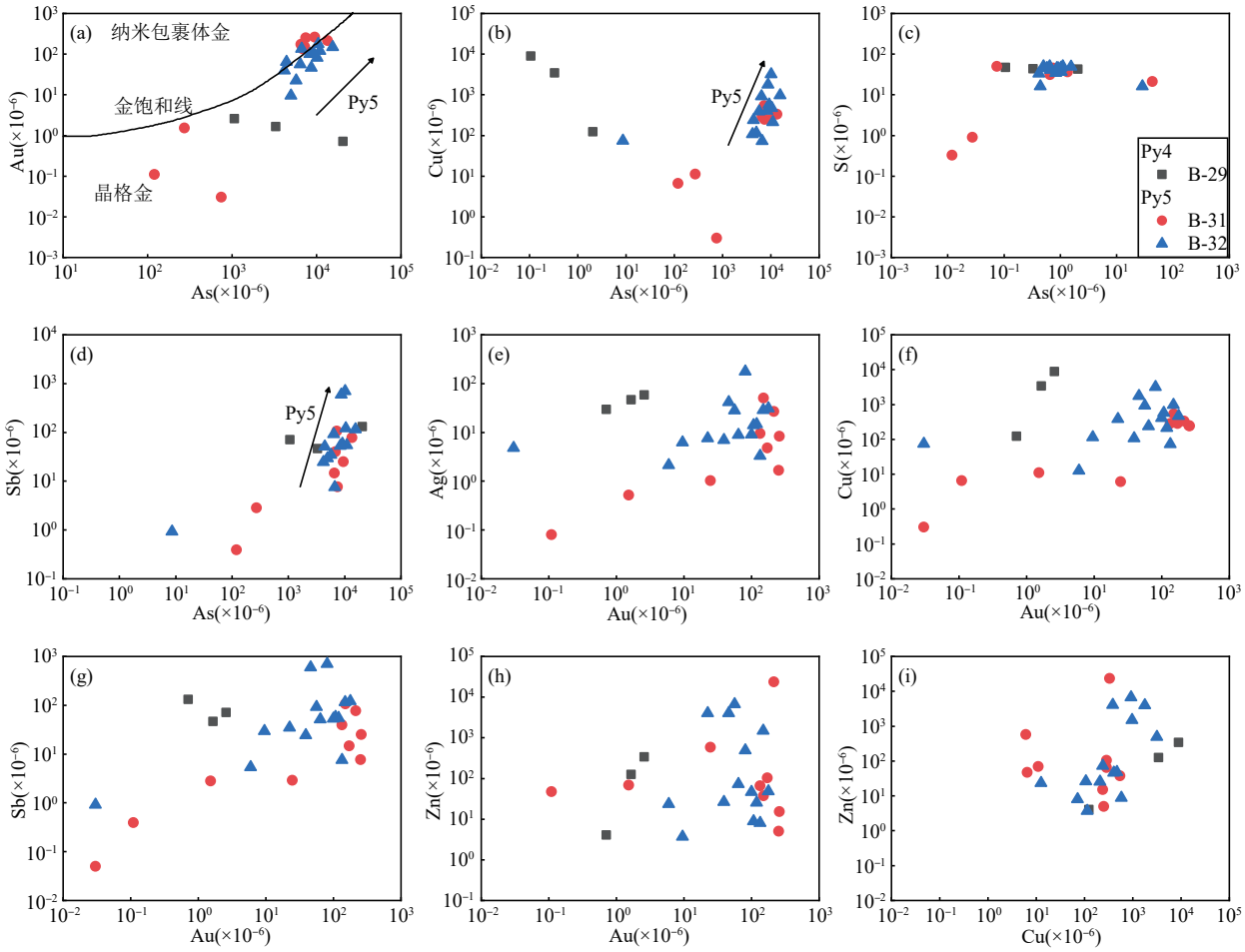


图9 青龙沟金矿床黄铁矿原位微量元素相关关系（据文献［54］修改）

Fig. 9 Correlation relationships of in-situ trace elements in pyrite from the Qinglonggou gold deposit (modified from reference［54］)

观察 Au/As、Cu/As、S/As 和 Sb/As 的比值，发现具有相同的变化趋势（图 9（a–d）），在 Py4 中呈不明显的负相关，Py5 中呈强烈正相关。Cu/Au、Sb/Au、Zn/Au 和 Zn/Cu 的比值均呈现出正相关，Ag/Au 变化趋势不明显（图 9（e–i）），推测矿化流体富集 As-Au-Cu-Sb [61]。这与前人对卡林型金矿的研究相类似 [54]。

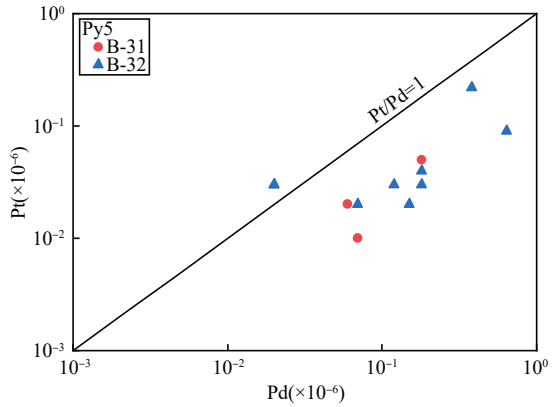


图 10　青龙沟金矿床黄铁矿 Pt/Pd 比值图（据文献［61］修改）

Fig. 10　Pt/Pd ratios of pyrite from the Qinglonggou gold deposit（modified from reference［61］）

在 Py4（B-29）黄铁矿原位微量元素中，发现了较高含量的铂族元素 Pd，在 Py5（B-31、B-32）中发现了较高含量的铂族元素 Pd 和 Pt（表 2）。铂族元素在地壳中含量极低，原生富集主要受岩浆的分馏和分异所控制，其中一个重要方式是伴随地幔熔离进入到岩浆热液当中 [57]。PGE 有向硫化物熔体中富集的趋势，在地幔较高的部分或洋壳俯冲地带，可以进入地壳成矿 [62–63]。通过硫化物中 Pt/Pd 的比值，可以推断其形成环境。Py5 黄铁矿中 Pt/Pd 比值介于 0.1 ~ 0.5 之间（图 10），可以推测黄铁矿可能经历过高温热液活动（0.3 ~ 0.5）和低温热液（0.1 ~ 0.3）的共同作用，高 Cu、Ni、S 与高 As、Sb 可能代表出现岩浆硫化物熔离、热液活动 [57, 61–63]。

5.3　Co/Ni 与黄铁矿成因

Co/Ni 比值为进一步判别成因提供了约束。Co、Ni 常在黄铁矿中以类质同象的形式替换其中的 Fe，黄铁矿中 Co、Ni 的含量变化受其沉淀时的物理化学条件控制 [64]，因此 Co/Ni 比值是判别黄铁矿成因的常用方法。前人的研究表明，不同成因类型黄铁矿的 Co/Ni 值存在显著差异，不同成因类型黄铁矿的 Co、Ni 含量和 Co/Ni 值也不同。同生沉积的黄铁矿的 Co/Ni 比值通常小于 1，块状火山硫化物的黄铁矿 Co/Ni 比值一般介于 5 ~ 50 之间，热液成因的黄铁矿 Co/Ni 比值变化范围较大，但一般处于 1 ~ 5 之间 [65–69]。

样品中 Py4 的 Co/Ni 比值介于 0.1 ~ 1，平均约为 0.5，所有数据点均落在沉积成因区域（图 11），说明其形成温度较低，与沉积作用密切相关，成矿物质应主要来源于地壳。这一结果支持 Py4 为典型的同生沉积成因黄铁矿。相比之下，Py5 的 Co/Ni 比值分布较为复杂，主要集中于 0.1 ~ 1 之间，但部分数据点偏离该范围，如样品 B-31 中黄铁矿 Co/Ni 比值接近 1，B-31 中黄铁矿 Co/Ni > 1，还有多个点低于 0.1。这种分布特征表明 Py5 在形成过程中不仅受到沉积作用的主导，还受到热液活动的叠加改造。部分样品中偏高的 Co/Ni 比值以及较高的铂族元素含量进一步暗示，Py5 中可能混入了来自地幔上部的岩浆组分，说明其成矿物质具有多源性，主体来源于地壳，但有幔源物质的参与。

综上，青龙沟金矿床中黄铁矿的成矿物质来源呈现出从地壳沉积（Py4）到沉积–热液叠加并伴随幔源物质混入（Py5）的演化特征。

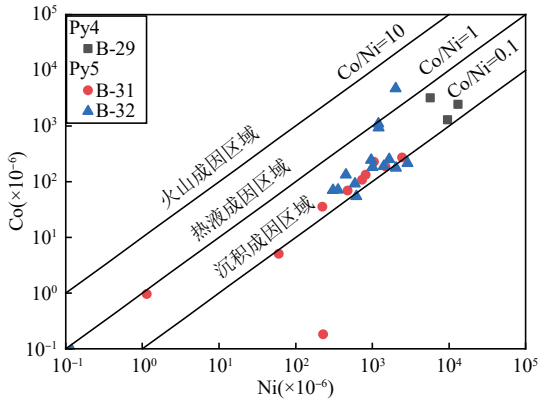


图 11　青龙沟金矿 ZK5110 探井 Co、Ni 二元元素图（据文献［67］修改）

Fig. 11　Co-Ni binary diagram of pyrite from borehole ZK5110, Qinglonggou gold deposit（modified from reference［67］）

5.4　找矿启示

青龙沟金矿床以青龙沟复式向斜为主体，其中青龙沟向斜与青龙沟背斜为最主要的控矿构造。浅部矿体多赋存在钙质千枚岩和碳质千枚岩等碎屑岩地层中（Pt_2W^b），其内发育破碎构造为成矿流体提供有力通道，控制中低温热液成矿物质运移与沉淀。深部矿体埋藏深度大，垂向延伸稳定，

主要赋存于中元古代万洞沟群的白云石大理岩等碳酸盐岩地层（Pt_2W^a）。

浅部矿物多赋存于绢云母化蚀变带，少部分产于绿泥石–绢云母混合蚀变带中，其共生的矿物组合为绢云母 + 石英 + 少量绿泥石 + 方解石 + 黄铁矿，热电性为N-P型和P-N型，呈现低温成矿的特征。深部矿物主要赋存于绿泥石 – 碳酸盐混合蚀变带中，典型共生矿物组合为绿泥石 + 绿帘石 + 白云石 + 方解石 + 黄铁矿 + 毒砂，热电性多为P-N型，矿化流体富集As-Au-Cu-Sb，呈现中低温成矿的特征。少量深部矿物热电性为N型，Co/Ni比值大于1，呈现中高温成矿的特征，这可能是短暂高温流体叠加作用导致。

深部黄铁矿热电性以N型和P-N型为主，热电系数计算显示其形成温度集中于350 ~ 525 ℃，显著高于浅部低温成矿区间（50 ~ 150 ℃），指示深部存在中高温热液活动。黄铁矿LA-ICP-MS原位微量元素分析结果显示矿化流体富集As-Au-Cu-Sb，与卡林型金矿特征相似，且Au/As、Cu/As、Sb/As呈正相关，结合Co/Ni比值部分 > 1、部分 < 0.1的复杂分布，反映成矿流体经历了中低温 – 中高温的演化过程。深部黄铁矿中检出幔源元素Pd、Pt相对富集，且Pt/Pd比值兼具高温热液（0.3 ~ 0.5）与低温热液（0.1 ~ 0.3）叠加作用特征，表明成矿物质除地壳沉积来源外，同时有幔源组分的混入，该成矿物质来源问题有待通过同位素示踪等手段进一步厘定。三者耦合共同指示深部成矿作用可能受到高温流体的叠加改造。因此，深部关键找矿标志包括：（1）黄铁矿热电性为P-N型；（2）As-Au-Cu-Sb元素组合富集；（3）铂族元素异常的绿泥石–碳酸盐混合蚀变带。

6 结 论

（1）青龙沟金矿床经历了多期次叠加成矿作用，两个主要的金成矿阶段：浅部矿体以低温热液作用为主，发育Py2、Py3等黄铁矿化阶段；深部矿体则表现为Py5阶段，受沉积–热液复合作用控制，形成于相对高温环境，反映出成矿作用在时空上具有明显的分带性。

（2）浅部矿体为低温N-P型黄铁矿，具浅成低温热液特征；深部矿体为P-N型，中低温–中高温并存，富As、Au等，呈卡林型特征。成矿系统具有一定垂向分带性，属复合型矿床。

（3）成矿物质来源具有多源性特征。浅部矿化的物质主要来源于地壳；深部矿体受到沉积–热液共同作用，成矿过程中除地壳物质参与外，可能有幔源组分的混入，反映了该地区存在壳–幔相互作用的深部成矿背景。

（4）深部矿体主要赋存于受青龙沟复式向斜及次级背斜控制的万洞沟群碳酸盐岩层。在深部勘查中，应重点关注黄铁矿热电性为P-N型、As-Au-Cu-Sb元素富集以及铂族元素Pd、Pt异常的绿泥石–碳酸盐混合蚀变带。

参考文献：

[1] 高建伟，申俊峰，李国武，等. 胶东三山岛北部海域金矿黄铁矿晶胞参数与热电性特征[J]. 矿物岩石地球化学通报，2020，39(6)：1205 – 1214.

[2] 俞炳，丁正江，陈伟军，等. 胶东西岭金矿床黄铁矿热电性特征及深部找矿意义[J]. 黄金科学技术，2024，32(2)：207 – 219.

[3] PRIDMORE D F，SHUEY R T. The electrical resistivity of galena，pyrite，and chalcopyrite[J]. American Mineralogist，1976，61：248 – 259.

[4] 李胜荣，陈光远，邵伟，等. 胶东乳山金矿金青顶矿区黄铁矿热电性研究[J]. 有色金属矿产与勘查，1994(5)：302 – 307.

[5] 申俊峰，李胜荣，马广钢，等. 玲珑金矿黄铁矿标型特征及其大纵深变化规律与找矿意义[J]. 地学前缘，2013，20(3)：55 – 75.

[6] 杨帆，GILBY J，LEON B，等. 西秦岭早子沟巨型金矿时间演化、剥露历史及保存潜力[J]. 中国科学：地球科学，2025，55(4)：1195 – 1217.

[7] LARGE R R，BULL S W，MASLENNIKOV V V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for carlin-type and orogenic gold deposits[J]. Economic Geology，2011，106(3)：331 – 358.

[8] LIN Y，COOK N J，CIOBANU C L，et al. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China：A LA-ICPMS study[J]. Ore Geology Reviews，2011，39(4)：188 – 217.

[9] AGANGI A，HOFMANN A，WOHLGEMUTH-UEBERWASSER C C. Pyrite zoning as a record of mineralization in the ventersdorp contact reef，Witwatersrand Basin，South Africa[J]. Economic Geology，2013，108(6)：1243 – 1272.

[10] BELISSONT R，BOIRON M C，LUAIS B，et al. LA-ICP-MS analyses of minor and trace elements and bulk Ge isotopes in zoned Ge-rich sphalerites from the Noailhac-Saint-Salvy deposit (France)：Insights into incorporation mechanisms and ore deposition processes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta，2014，126：518 – 540.

[11] CHEN L M，SONG X Y，DANYUSHEVSKY L V，et al. A

laser ablation ICP-MS study of platinum-group and chalcophile elements in base metal sulfide minerals of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, NW China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 955 – 967.

[12] FRANCHINI M, MCFARLANE C, MAYDAGÁN L, et al. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 66: 366 – 387.

[13] 叶甜, 李诺. 黄铁矿原位LA-ICP-MS微量元素分析在金矿床中应用[J]. 地质科学, 2015, 50(4): 1178 – 1199.

[14] 安生婷, 李培庚, 杜生鹏, 等. 青海柴北缘滩间山地区金龙沟金矿成矿模式总结与找矿前景分析[J]. 西北地质, 2020, 53(4): 99 – 107.

[15] 青海省第一地质勘察院. 青海省柴北缘滩间山金矿田成因机制与找矿预测研究[R], 2023.

[16] GEHRELS G E, YIN A, WANG X F. Magmatic history of the northeastern Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2003, 108(B9): 2002JB001876.

[17] LU X X, SUN T G, ZHANG X T. SHRIMP age of Tataleng rapakivi granite from the northern margin of Qaidam Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(5): 626 – 634.

[18] WU C L, YANG J S, LI H B, SHI R D. Zircon SHRIMP dating of granite from Aolaoshan in the southern margin of Qilian, NW China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2001, 17(2): 215 – 221.

[19] WU C L, GAO Y H, LI Z L, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating of granites from Dulan and the chronological framework of the North Qaidam UHP belt, NW China[J]. Science China Earth Sciences, 2014, 57(12): 2945 – 2965.

[20] WU C L, WU D, MATTINSON C, et al. Petrogenesis of granitoids in the Wulan area: Magmatic activity and tectonic evolution in the North Qaidam, NW China[J]. Gondwana Research, 2019, 67: 147 – 171.

[21] CHEN X H, GEHRELS G, YIN A, et al. Paleozoic and Mesozoic basement magmatisms of eastern Qaidam Basin, northern Qinghai-Tibet Plateau: LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2012, 86(2): 350 – 369.

[22] 张爱奎, 袁万明, 刘光莲, 等. 柴达木盆地周缘战略性金属矿产成矿规律与勘查方向[J]. 地学前缘, 2024, 31(3): 260 – 283.

[23] 徐朱松, 李剑, 王晓波, 等. 柴达木盆地氦气富集规律与有利区预测[J]. 地学前缘, 2025, 32(5): 290 – 307.

[24] WU C L, WOODEN J L, ROBINSON P T, et al. Geochemistry and zircon SHRIMP U-Pb dating of granitoids from the west segment of the North Qaidam[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2009, 52(11): 1771 – 1790.

[25] WANG M J, SONG S G, NIU Y L, et al. Post-collisional magmatism: Consequences of UHPM terrane exhumation and orogen collapse, N. Qaidam UHPM belt, NW China[J]. Lithos, 2014, 210: 181 – 198.

[26] YU L, SUN F Y, LI L, et al. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of mafic-ultramafic intrusions in the Niubiziliang Ni-(Cu) sulfide deposit, North Qaidam Orogenic Belt, NW China: Implications for magmatic source, geodynamic setting, and petrogenesis[J]. Lithos, 2019, 326: 158 – 173.

[27] LI X H, FAN H R, XIE H L, et al. Geochronology, ore-forming processes and fluid sources of the Qinglonggou gold deposit, North Qaidam (NW China): Constraints from in-situ U-Pb dating of monazite and geochemistry of pyrite[J]. Ore Geology Reviews, 2022, 149: 105093.

[28] 王显真, 李健, 赵俊芳. 青龙沟矿区矿床地质特征与矿床成因研究[J]. 能源与环保, 2022, 44(4): 114 – 120.

[29] LIU X, WU Y, GAO S, et al. First record and timing of UHP metamorphism from zircon in the Xitieshan terrane: Implications for the evolution of the entire North Qaidam metamorphic belt [J]. American Mineralogist, 2012, 97(7): 1083 – 1093.

[30] 马立成, 江万, 施辉, 等. 柴达木盆地东部尕海南山地区新生代叠加褶皱与油气运移[J]. 现代地质, 2024, 38(5): 1209 – 1220.

[31] 张延军. 青海省滩间山地区内生金属矿产成矿作用研究[D]. 长春: 吉林大学, 2017.

[32] 郑英, 韩杰, 张小永, 等. 柴达木盆地东北部拉合根地区中生代火山岩的发现及其地质意义: 来自地球化学与锆石年代学证据[J]. 现代地质, 2024, 38(4): 1147 – 1161.

[33] ZHANG Y, ZHENG J. Geologic overview in Kokshili, Qinghai and adjacent areas [M]. Beijing: Seismological Publishing House, 1994: 177.

[34] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28: 211 – 280.

[35] LI C L, LI L, YUAN M W, et al. Study on pyrite thermoelectricity, ore-forming fluids and H-O-Rb-Sr isotopes of the Yongxin gold deposit, Central Asian Orogenic Belt: Implications for ore genesis and exploration[J]. Ore Geology Reviews, 2020, 121: 103568.

[36] 张志超, 龙灵利, 杨立强, 等. 柴北缘青山造山型金–铅矿床成矿机制: 矿石和黄铁矿组成约束[J]. 岩石学报, 2024, 40(6): 1712 – 1732.

[37] 赵呈祥, 薛春纪, 赵晓波, 等. 柴北缘造山带滩间山金矿田多期侵入岩年代学及其地质意义[J]. 地质与勘探, 2023, 59(3): 591 – 607.

[38] PAN G T, WANG L Q, LI R S, et al. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 53: 3 – 14.

[39] ZHANG D Q, SHE H Q, FENG C Y, et al. Geology, age, and fluid inclusions of the Tanjianshan gold deposit, western China: Two orogenies and two gold mineralizing events[J]. Ore Geology Reviews, 2009, 36(1/2/3): 250 – 263.

[40] XU C H, SUN F Y, FAN X Z, et al. Composition, age, and origin of Ordovician-Devonian tanjianshan granitoids in the north Qaidam Orogenic Belt of northern Tibet: Implications for tec-

tonic evolution[J]. International Geology Review, 2023, 65(1): 61 - 88.

[41] 赖华亮, 李顺庭, 王建, 等. 青海柴北缘青山金矿的发现及地质特征[J]. 矿产勘查, 2019, 10(10): 2493 - 2500.

[42] LI X H, FAN H R, YANG K F, et al. Genetic links between multistage gold mineralization and magmatism in the Tanjianshan goldfield, northern Tibetan Plateau: A geochronological and geochemical perspective of dikes and pyrite[J]. Geological Society of America Bulletin, 2025, 137(7/8): 3351 - 3367.

[43] 魏占浩, 杜生鹏, 王键, 等. 青海青龙沟金矿成矿流体演化特征及矿床成因研究[J]. 世界地质, 2015, 34(4): 951 - 960.

[44] 呼格吉勒, 马国栋, 邓元良, 等. 滩间山地区青龙沟金矿床成矿条件及模式[J]. 西北地质, 2018, 51(3): 155 - 160.

[45] 青海省第一地质勘察院. 青海省滩间山金矿田深部找矿探测方法组合及成矿预测研究设计[R], 2024.

[46] 陈晓琳. 青海省大柴旦镇青山金矿矿床成因及找矿方向[D]. 长春: 吉林大学, 2019.

[47] ZHANG Z C, LONG L L, HUANG B, et al. The ore-forming process of the Qingshan gold deposit, Qaidam Basin: Evidence from LA-ICP-MS trace element analysis and S-Pb isotopic compositions[J]. Ore Geology Reviews, 2023, 162: 105668.

[48] 黄东. 黄铁矿热电系数的研究与应用[J]. 物探与化探, 1991, 15(3): 188 - 195.

[49] PEARCE N J G, PERKINS W T, WESTGATE J A, et al. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST srm 610 and NIST srm 612 Glass Reference Materials[J]. Geostandards Newsletter, 1997, 21(1): 115 - 144.

[50] LIU Y S, HU Z C, GAO S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2): 34 - 43.

[51] Андреев Б С. Пирит золоторудных месторождений[M]. Москва: Наука, 1992: 51 - 63.

[52] 武中洋, 孙晓明, 丁正鹏, 等. 云南哀牢山金矿带镇沅超大型造山型金矿床碳质物特征及其成矿意义[J]. 矿床地质, 2024, 43(1): 43 - 59.

[53] CHENG X H, LING M X, LI X J, et al. Chlorite, quartz and pyrite trace element behavior during Cu mineralization in the Hongshi deposit, NW China: Implications for hydrothermal fluid evolution and ore genesis[J]. Ore Geology Reviews, 2024, 169: 106100.

[54] CHEN Z H, SHAO Y J, LIU Q Q, et al. Metallogeny of the Jinming gold deposit in northeast Hunan, Jiangnan Orogen: Constraints from in situ sericite Rb-Sr dating, pyrite trace elements and S isotope geochemistry[J]. Ore Geology Reviews, 2025, 178: 106499.

[55] 科罗别伊尼科夫 A Φ. 金矿床中黄铁矿的地球化学特征[J]. 国外地质科技, 1986(1): 126 - 135.

[56] 冷成彪. 滇西北红山铜多金属矿床的成因类型: 黄铁矿和磁黄铁矿 LA-ICP-MS 微量元素制约[J]. 地学前缘, 2017, 24(6): 162 - 175.

[57] GREENOUGH J D, OWEN J V. Platinum-group element geochemistry of continental tholeiites: Analysis of the Long Range dyke swarm, Newfoundland, Canada[J]. Chemical Geology, 1992, 98(3/4): 203 - 219.

[58] COOK N J, CHRYSSOULIS S L. Concentrations of invisible gold in the common sulfides[J]. Canadian Mineralogist, 1990, 28: 1 - 16.

[59] REICH M, KESLER S E, UTSUNOMIYA S, et al. Solubility of gold in arsenian pyrite[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005, 69(11): 2781 - 2796.

[60] YANG Z H, HUANG Y, XU Z Q, et al. Textures and trace element geochemistry of pyrite in Gaoloushan ore section of the Yangshan gold belt, West Qinling: Implications for ore genesis[J]. Ore Geology Reviews, 2024, 165: 105908.

[61] CHEN J, HUANG Z L, YANG R D, et al. Gold and antimony metallogenic relations and ore-forming process of Qinglong Sb(Au) deposit in Youjiang basin, SW China: Sulfide trace elements and sulfur isotopes[J]. Geoscience Frontiers, 2021, 12(2): 605 - 623.

[62] TARKIAN M, STRIBRNY B. Platinum-group elements in porphyry copper deposits: A reconnaissance study[J]. Mineralogy and Petrology, 1999, 65(3): 161 - 183.

[63] 杨德平, 刘鹏瑞, 迟乃杰, 等. 山东邹平王家庄铜矿铀及铂族元素矿物的发现及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2016, 35(5): 863 - 876.

[64] 周涛发, 张乐骏, 袁峰, 等. 安徽铜陵新桥 Cu-Au-S 矿床黄铁矿微量元素 LA-ICP-MS 原位测定及其对矿床成因的制约[J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 306 - 319.

[65] BRALIA A, SABATINI G, TROJA F. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems[J]. Mineralium Deposita, 1979, 14(3): 353 - 374.

[66] BRILL B. 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.

[67] 赵晓燕, 杨竹森, 张雄, 等. 邦布造山型金矿床黄铁矿原位微量元素特征及其成矿意义[J]. 地球科学, 2019, 44(6): 2052 - 2062.

[68] 杨爱雪, 吕水, 许曼, 等. 冀东高家店金矿床成因: 来自金及载金黄铁矿化学成分、流体包裹体和氢氧硫同位素的证据[J]. 矿床地质, 2024, 43(2): 396 - 414.

[69] 孟亚群, 李伟, 毛景文, 等. 沉积黄铁矿微量元素和硫同位素组成对黄金洞金矿床的成因约束[J]. 矿床地质, 2024, 43(4): 935 - 950.