DOI：10.13745/j.esf.yx.2016-12-1

滇西北北衙斑岩型金多金属矿田构造体系及其控矿作用

刘　飞[1]，王　雷[1,*]，韩润生[1,*]，郭钰心玥[1,2]，王明志[1]，谭　威[1]

1. 昆明理工大学 有色金属矿产地质调查中心 西南地质调查所，云南 昆明 650093
2. 云南冶金资源股份有限公司，云南 昆明 650000

LIU Fei[1]，WANG Lei[1,*]，HAN Runsheng[1,*]，GUO Yuxinyue[1,2]，WANG Mingzhi[1]，TAN Wei[1]

1. *Southwest of Geological Survey，Geological Survey Center for Non-ferrous Mineral Resources，Kunming University of Science and Technology，Kunming* 650093，*China*
2. *Yunnan Metallurgical Resources Company Limited，Kunming* 650000，*China*

LIU Fei，WANG Lei，HAN Runsheng，et al. Ore-field structural system and its ore-controlling processes of the Beiya porphyry gold polymetallic deposit in northwestern Yunnan，China. *Earth Science Frontiers*，2017，24(6)：208-224

Abstract：The Beiya porphyry gold polymetallic deposit，located in northwestern Yunnan，China and formed during the Cenozoic structure-magma-mineralization events，is one of the typical Cenozoic porphyry deposits in the Sanjiang polymetallic metallogenic belt. Well developed structures in the Beiya gold polymetallic ore-field composed a typical folds-faults-joints rock- and ore-controlling structural system and controlled the formation of the so called "five in one" deposits which constituted two metallogenic systems. Ⅰ-Porphyry metallogenic system：(1) the porphyry type Cu-Au-(Fe) deposit that controlled by faults，joints and explosion breccia pipes in porphyry；(2) the skarn type Au-Fe-(Cu) deposit that controlled by the contact zone structure between country rock and porphyry；(3) the hydrothermal vein type Au-Fe deposit that controlled by interlayer fracture zone，faults and joints in country rock；(4) the low-medium temperature hydrothermal type Pb polymetallic deposit that controlled by the boundary between Qingtianbao formation sand-mudstone and Beiya formation limestone and interlayer fracture zone in Beiya formation. Ⅱ-Oxidation leaching metallogenic system：(5) the oxidized-leached-enriched type Au deposit that controlled by karst caves and unconformities. Through the analysis of geometry，kinematics and mechanical property of the typical rock- and ore-controlling structures，this paper dissects ore-field structural system and discusses its ore-controlling processes. Since the Late Yanshanian－Early Himalaya，affected by the continuous collision of the Indian and Eurasian plates，the main constructional compressive stress has experienced the transition sequentially from the nearly EW- to nearly SN- to NW- and to nearly EW-trending in the Beiya ore-field，and formed the SN，EW and NE structure belts which belong to the Jinshajiang－Chenghai SN structure belt of the Sanjiang－Central Yunnan meridional structural system，the Tangdan－Heqing－Lanping EW structure belt of the Yunnan latitudinal structural system and the Lijiang NE structure belt，respectively. It is believed that the EW structure belt was the dominant structural system which controlled the large-scale porphyry metallogenic system in the middle Himalaya. The early SN structure belt，formed in the early Himalaya，provided a favorable structural setting for porphyry emplacement and gold polymetallic mineralization. In contrast，the later SN structure belt was the dominant structural system that controlled the oxidation leaching metallogenic system in the Late Himalaya，which largely destroyed the deposits and/or led to transformation and enrichment.

收稿日期：2016－02－20；**修回日期**：2016－10－05

基金项目：中国地质调查局地质调查项目(12120113095900)；云南省矿产资源预测评价工程实验室(2012)；国家自然科学基金项目(41572060)；云南省高校和昆明理工大学成矿动力学与隐伏矿预测创新团队项目

作者简介：刘　飞(1989—)，男，博士研究生，矿产普查与勘探专业。E-mail：916397898@qq.com

* **通讯作者简介**：王　雷(1983—)，男，博士，讲师，矿床学与成矿预测方向。E-mail：120901163@qq.com

韩润生(1964—)，男，研究员，博士生导师，构造成矿动力学及隐伏矿预测研究方向。E-mail：554670042@qq.com

Key words: rock- and ore-controlling structure; structural system; metallogenic system; porphyry gold polymetallic deposit; the Beiya in northwestern Yunnan

摘　要：北衙斑岩型金多金属矿床是西南“三江”多金属成矿带新生代斑岩型矿床的典型代表，是滇西北新生代构造-岩浆-成矿事件的产物。北衙金多金属矿田构造发育，构成一套褶皱-断裂-节理控岩控矿构造系统，控制和形成了“五位一体”矿床类型组成两大成矿系统：Ⅰ斑岩成矿系统，(1)受斑岩体内断裂、节理裂隙及爆破角砾岩筒控制的斑岩型 Cu-Au-(Fe)矿床，(2)受斑岩与围岩接触带构造控制的夕卡岩型 Au-Fe-(Cu)矿床，(3)受围岩层间断裂破碎带、断裂、节理裂隙控制的热液脉型 Au-Fe 矿床，(4)沿北衙组灰岩与青天堡组砂泥岩界面及北衙组层间断裂破碎带产出的中低温热液型 Pb 多金属矿床；Ⅱ氧化淋滤成矿系统，(5)受岩溶洞穴和不整合面控制的氧化淋滤富集型 Au 矿床。通过构造形迹的几何学、运动学分析和力学性质鉴定，笔者认为该矿田自燕山晚期—喜马拉雅早期印度-欧亚板块碰撞以来主要经历了四期构造活动，其主压应力分别经历了近 EW 向→近 SN 向→NW 向→近 EW 向的转变过程，依次形成了南北构造带、东西构造带和北东构造带，分别归属于三江—滇中经向构造体系金沙江—程海南北构造带、云南纬向构造体系汤丹—鹤庆—兰坪东西构造带和丽江北东构造带。笔者认为，早南北构造带构成矿田控岩控矿构造格架，东西构造带是控制与喜马拉雅中期富碱斑岩有关的斑岩成矿系统的主导性构造体系，晚南北构造带既对先前形成的金多金属矿体产生破坏或(和)改造富集，又是控制喜马拉雅晚期氧化淋滤成矿系统的主导性构造体系。

关键词：控岩控矿构造；构造体系；成矿系统；斑岩型金多金属矿床；滇西北北衙

中图分类号：P618.51；P613；P611.13　**文献标志码**：A　**文章编号**：1005-2321(2017)06-0208-17

0　引言

滇西北北衙斑岩型金多金属矿床位于扬子板块西缘盐源—丽江陆缘坳陷带(图 1c)，隶属金沙江—哀牢山富碱斑岩带中段的丽江—大理斑岩型金多金属矿集区，是西南“三江”多金属成矿带斑岩型矿床的典型代表，是近些年来取得找矿突破的超大型金多金属矿床。北衙金矿田西侧以金沙江—哀牢山断裂带、红河断裂带为界与昌都—普洱地块相接，东侧以程海断裂带为界与楚雄前陆盆地相邻，为多个大地构造单元结合部位[1-4](图 1c)，地质构造特征复杂。

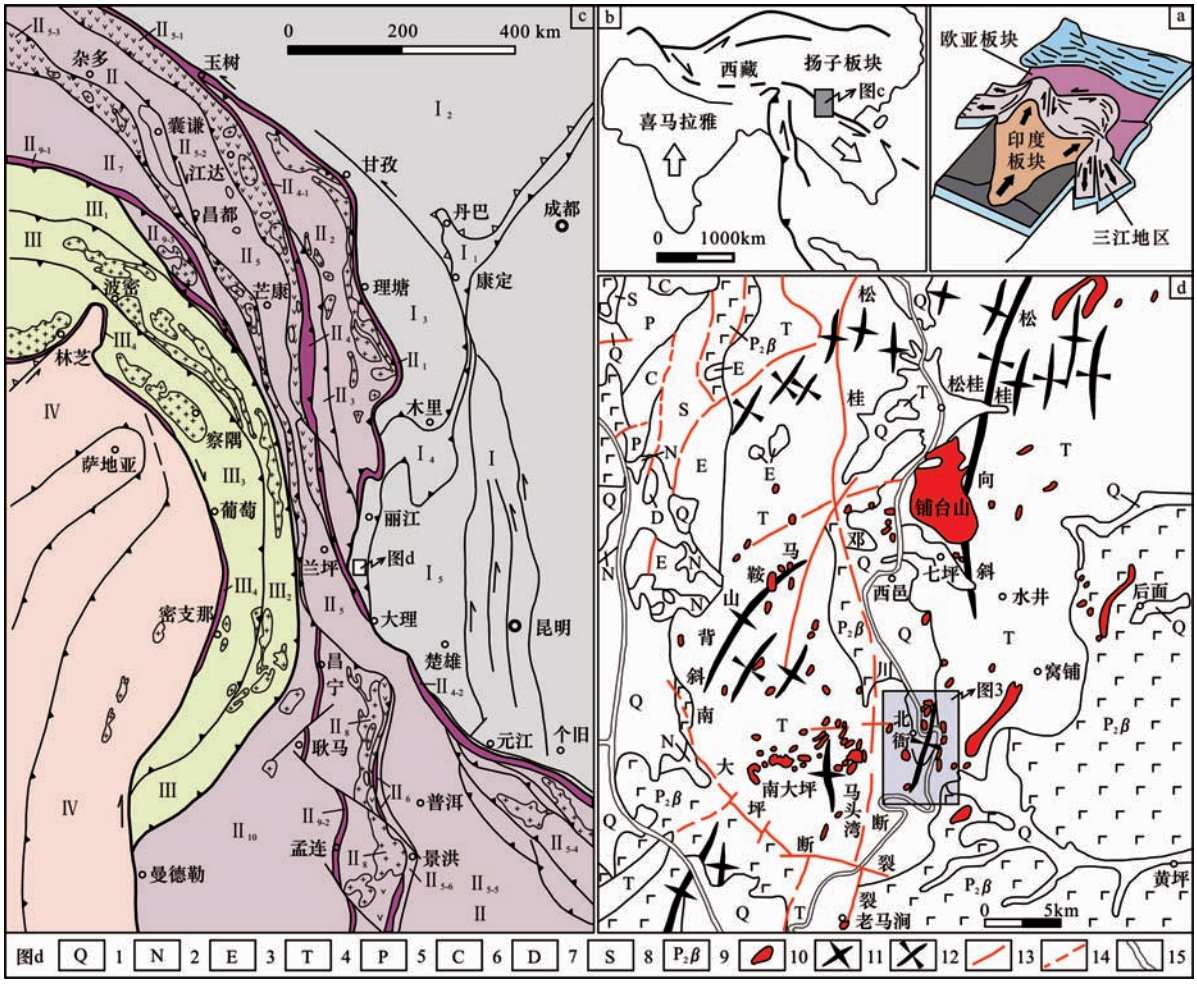
北衙斑岩型金多金属矿床成矿作用的典型性吸引了众多学者从不同角度对其进行了研究。矿区斑岩的岩石地球化学特征表明岩石总体属于硅过饱和高钾富碱斑岩，岩浆来源于印度-欧亚板块碰撞造山导致的强烈构造变形所引起的深部壳幔物质相互作用的产物[5-15]。成矿流体主要与富碱斑岩的岩浆作用有关[16-19]，总体属于岩浆流体[17-18]，成矿物质来源于斑岩岩浆体系[18]。富碱斑岩成岩主要集中于喜马拉雅期[11-13,20-34]，辉钼矿 Re-Os 同位素年龄为(34.7±1.6) Ma[22]、(36.46±0.59) Ma[34]和(36.87±0.76) Ma[33]，指示成矿作用发生在喜马拉雅中期，显示与区域上斑岩型矿床的成岩成矿年龄的一致性。这些研究表明北衙斑岩型金多金属矿床是一个整体受控于新生代构造-岩浆-成矿事件的超大型金多金属矿床。然而，除了钟昆明等[35]、马德云等[36-37]、徐浩[38]对该矿床进行过构造地球化学、构造应力场数值模拟研究以外，前人对矿田构造体系及其控岩控矿作用研究薄弱，而矿田构造研究不仅可以深化矿床成矿理论，而且可以为找矿勘查提供科学依据[39-48]。因此，本文在前人工作的基础上，以北衙斑岩型金多金属矿床矿田构造为主要研究对象，分析矿田构造形迹几何学、运动学特征，进行力学性质鉴定，划分矿田构造体系，探讨矿田构造体系的控矿作用。

1　区域成矿地质背景

北衙斑岩型金多金属矿床位于丽江—大理斑岩型金多金属矿集区，该区地层发育较为齐全(表 1)。古元古界苍山群，主要由片麻岩、片岩、变粒岩及少量混合岩、大理岩组成，多沿区域性断裂构造带和中生代沉积盆地的边缘地带出露，属扬子板块西缘的结晶基底岩系[55]。古生界缺失震旦系和寒武系，下古生界以奥陶系、志留系的一套滨海相碎屑岩和浅海相碳酸盐岩沉积为主；上古生界主要为浅海相、盆地相的碳酸盐岩、硅质岩及海相、海陆交互相火山岩沉积，其中二叠系海相、海陆交互相基性火山岩广泛发育，以峨眉山玄武岩为主，主要分布于程海断裂西侧，推断其对本区金铜铁矿化有物源贡献。中生界三叠系海相、海陆交互相碎屑岩、碳酸盐岩在鹤庆—北衙一带发育，构成北衙金矿田有利的矿化地层。新生界主要是河湖相、沼泽相碎屑岩建造，夹膏盐、煤层，局部有火山岩和冰川堆积，主要分布于区域性南北向为主的

断陷构造盆地内,且在单个盆地内,地层往往发育不完全;受新生代强烈构造活动的影响,地层之间常常呈角度不整合、平行不整合接触关系(表1)。

区内岩浆活动频繁,基性、中性、酸性及碱性岩类均有发育。华力西期以基性辉长岩、玄武岩为主,遍及全区,在丽江—大理地区具铜、金、银等高丰度值,在程海断裂附近的玄武岩岩系中发现少量中小型铜金矿床[57]。燕山期主要为富碱的石英斑岩、辉石正长岩、花岗斑岩及石英闪长岩,并有后期正长斑岩、煌斑岩脉在区内成群、成带展布。喜马拉雅期主要分布富碱斑岩,属于金沙江—哀牢山富碱侵入岩带的一部分[58]。富碱斑岩侵位可分为4期(图2):早期石英钠长斑岩、煌斑岩为65～46 Ma,中期石英正长斑岩、煌斑岩为40～28 Ma,中晚期石英正长斑岩为26～18 Ma,晚期的黑云正长斑岩为3.66～3.78 Ma[11]。喜马拉雅期富碱斑岩与该区金、银、铜、铅、锌矿化关系密切,滇西北多数富碱斑岩群中均发现了金矿化,其中北衙富碱斑岩群成矿条件最佳,北衙金多金属矿床即产在富碱斑岩体内。



图c:Ⅰ—扬子板块(Ⅰ1—龙门山逆冲带,Ⅰ2—巴颜喀拉前陆盆地,Ⅰ3—雅江残余盆地,Ⅰ4—盐源—丽江陆缘坳陷带,Ⅰ5—楚雄前陆盆地);Ⅱ—"三江"多岛弧盆系(Ⅱ1—甘孜—理塘结合带;Ⅱ2—德格—乡城岛弧(义敦岛弧);Ⅱ3—中咱—香格里拉地块;Ⅱ4—金沙江—哀牢山结合带:Ⅱ4-1—金沙江蛇绿混杂带,Ⅱ4-2—哀牢山蛇绿混杂带;Ⅱ5—昌都—普洱地块:Ⅱ5-1—江达—几家顶—维西陆缘火山弧,Ⅱ5-2—昌都—芒康双向弧后前陆盆地,Ⅱ5-3—杂多—东达山陆缘火山弧,Ⅱ5-4—墨江—绿春陆缘火山弧,Ⅱ5-5—兰坪—普洱弧后前陆盆地,Ⅱ5-6—云县—景洪陆缘火山弧;Ⅱ6—澜沧江结合带;Ⅱ7—左贡地块;Ⅱ8—临沧岩浆弧;Ⅱ9—班公湖—怒江—昌宁—孟连结合带:Ⅱ9-1—班公湖—怒江结合带,Ⅱ9-2—昌宁—孟连结合带,Ⅱ9-3—嘉玉桥残余弧带;Ⅱ10—保山地块);Ⅲ—冈底斯—高黎贡山—腾冲弧盆系(Ⅲ1—沙丁—洛隆弧前盆地,Ⅲ2—波密—腾冲岩浆弧,Ⅲ3—下察隅岩浆弧,Ⅲ4—雅鲁藏布江结合带);Ⅳ—印度板块。图d:1—第四系;2—新近系;3—古近系;4—三叠系;5—二叠系;6—石炭系;7—泥盆系;8—志留系;9—二叠纪玄武岩;10—富碱斑岩;11—背斜;12—向斜;13—断裂;14—推测断裂;15—公路。

图1 北衙斑岩型金多金属矿田大地构造位置及矿田地质图

(图a据文献[1]修改;图b据文献[2]修改;图c据文献[3]修改;图d转引自文献[4]并修改)

Fig. 1 Geology and structure map of the Beiya gold polymetallic ore-field

表 1　丽江—大理地区区域地层简表[49-56]

Table 1　The stratigraphic table of Lijiang－Dali region[49-56]

界/宇	系	统	组	符号	柱状图	厚度/m	岩性描述
新生界	第四系	全新统	剑湖组	Q_4j		0~4	灰黄色、青黄色含砾粉砂层、砾石、黏土层，为河湖相沉积。
			海门口组	Q_4h		1.2	灰色、灰绿色含砾粉砂层、砾石，灰色、灰黑色黏土层，为河湖相沉积。
			上登组	Q_4s		6.8	褐黄色粗、细砂层，杂色、褐黄色粉砂层、黏土层，为河湖相沉积。
		上更新统	玉龙山组	Q_3y		30±	灰白色细砂、粉砂及灰岩、玄武岩碎块，为大理冰期冰水沉积物和冰碛物。
			木坚桥组	Q_3m		2.5	灰黄色含砾粗砂层，深褐色砂质黏土、黏土层，为河湖相沉积。
		中更新统	鹤云寺组	Q_2h		10~200	褐灰色、黄红色粗砂砾石层夹薄层黏土及粉砂层，为冻融泥流堆积。
		下更新统	蛇山组	Q_1s		86~220	灰色黏土、粉砂质黏土、粉砂、砂砾及砾石层，为河湖相沉积。
	新近系	上上新统	三营组	N_2s		200~500	浅灰绿、灰黄、粉红色半固结的粉砂岩和黏土岩，中夹多层褐煤，为湖沼相沉积。
		下上新统	剑川组	N_2j		271	浅灰色凝灰质砂岩、层凝灰岩、火山角砾岩及粗面岩，为火山沉积。
		上中新统	双河组	N_1s		198~450	灰黄色砂、页岩及灰色泥质岩，夹煤层，为湖相沉积。
		中—下中新统					
	古近系	渐新统					
		上始新统	丽江组	E_2l		1593	紫红色、棕红色泥岩、粉砂岩、砂岩、灰质角砾岩，为断陷盆地碎屑堆积。
		中—下始新统					
		古新统					
中生界	白垩系						
	侏罗系						
	三叠系	上　统	松桂组	T_3sn		245~1205	灰、灰黑色钙质、粉砂质泥岩、粉砂岩、砂岩，夹泥灰岩，局部夹硅质岩，为海陆交互相沉积。
			中窝组	T_3z		191~230	灰黑色中层灰岩、泥质砂岩为主，夹泥灰岩、页岩及砂岩层，为浅海相沉积。
		中　统	北衙组	T_2b		449	下段为灰、浅灰色厚层白云岩、条带状白云岩、白云质灰岩；上段为灰白、浅灰白色厚层致密灰岩。为浅海沉积。
		下　统	青天堡组	T_1q		367~486	下部为紫、灰绿色页岩夹细至粗粒长石砂岩及凝灰质砂岩；上部为黄绿色砂岩夹页岩。为滨-浅海火山碎屑沉积。
古生界	二叠系	上　统	黑泥哨组	P_3h		116~587	下部为泥岩、粉砂岩、泥质灰岩和灰绿色玄武岩；上部为灰色、灰黄色泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩夹灰岩。为滨海沼泽相沉积。
		中　统	峨眉山玄武岩组	$P_2\beta$		3860	黑色、墨绿色致密状、杏仁状玄武岩、玄武凝灰岩、玄武质火山碎屑岩，夹少量海、陆相沉积。
		下　统	茅口组	P_1m		150~425	厚层、块状灰岩，顶部夹硅质灰岩。
			栖霞组	P_1q		71~150	浅灰色及灰白色、灰黑色厚层至块状灰岩，为滨海相、海相沉积。
			梁山组	P_1l		0~13	黑色页岩、砂页岩，夹灰岩透镜体，为海侵湖沼相沉积。
	石炭系	上　统	马平组	C_3m		137~208	浅灰色、灰色厚层状、块状灰岩及鲕粒灰岩，为斜坡或盆地相沉积。
		中　统	威宁组	C_2w		>374	浅灰色、灰色灰岩夹少量鲕粒灰岩，灰白色块状、鲕粒灰岩。
		下　统	尖山营组	C_1j		0~575	灰色、深灰色生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩，底部含砾石，为浅海相沉积。
	泥盆系	上　统	砂子坪组	D_3sh		130	硅质岩夹含锰、磷的灰岩。
		中　统	长育村组	D_2ch		608	黑色、灰白色硅质岩、页岩，为深水盆地相沉积。
		下　统	莲花曲组	D_1l		678	灰黑色泥灰岩、页岩，夹同生角砾状灰岩。
	志留系	上　统	挖色组	S_3w		>520	灰黄色板状页岩，夹灰绿色、黄白色砂质页岩、细至粉砂岩及灰岩。
		中　统	宾川组	S_2b		>1230	上部为灰、深灰色相间条带状灰岩、生物灰岩；下部为灰、浅灰色块状结晶灰岩及白云质灰岩。
		下　统					
	奥陶系	上　统	大坪子组	O_3d		250	主要为深灰、灰色灰岩、砂质灰岩，上部夹粉砂质泥岩，中下部含燧石结核，底部常变为灰质白云岩。
		中　统	南板河组	O_2n		11~15	灰色石英粉砂岩夹灰色泥质粉砂岩，上部夹灰岩。
		下　统	向阳组	O_1x		>1443	上部为灰黑色、灰绿色页岩、粉砂质页岩与细粒砂岩互层；下部为灰色中厚层状砂岩夹少量泥质粉砂岩。
	寒武系	上　统					
		中　统					
		下　统					
元古宇	震旦系						
	前震旦系		苍山群	$An\in cn$		>2000	主要为片岩、片麻岩、变粒岩及少量大理岩。

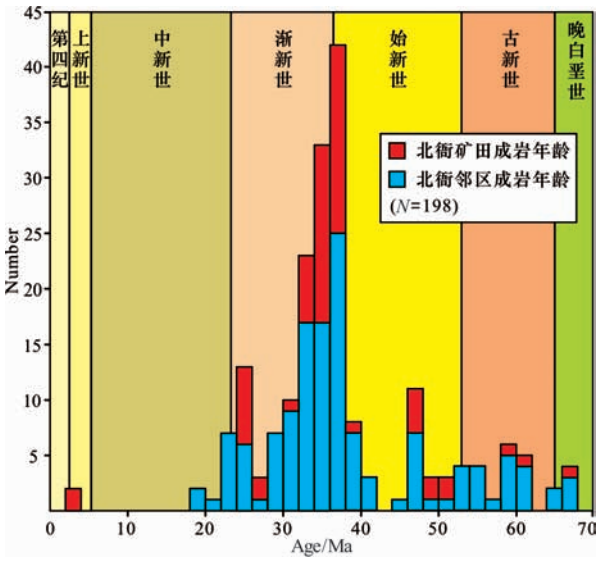


图 2 北衙金矿田及其邻区富碱斑岩成岩年龄柱状图
(数据来源于文献[2,10-13,20-34,59-71];地质年代划分据文献[72])
Fig. 2 Alkali-rich porphyry diagenetic ages of the Beiya gold polymetallic ore-field and its neighboring region

区域构造以断裂为主、褶皱为次,构造方向以北北西—北西向、近南北向为主,扬子板块发育北东或北北东向构造[70],局部存在近东西向断裂、褶皱构造。北衙金矿田西侧是金沙江—哀牢山断裂带、红河断裂带和格咱河断裂带的交汇部位,东侧是程海断裂带,而北西侧还有丽江—木里断裂带(图 1c),这些断裂在北衙地区深部呈交汇趋势,断裂带的发生和发展制约着该区的地质构造演化、岩浆活动及成矿作用。特别是燕山晚期—喜马拉雅早期以来,印度板块向北东推移、挤压,并与欧亚板块碰撞[20](图 1a),其强烈程度和影响范围均超出了印支运动和燕山运动,形成囊括整个西南"三江"地区规模巨大的新生代褶皱造山带[20,30],使基础断裂构造进一步发展并复杂化,沿断裂带出现大量的拉张盆地,并诱发喜马拉雅期富碱斑岩侵位和斑岩型多金属矿床的形成,而早更新世末至全新世的构造活动形成了现今构造格局[4]。

2 矿田地质概况

北衙金矿田大面积出露中三叠统北衙组(T_2b),局部有第四系蛇山组(Q_1s)、更新统(Qp)和全新统(Qh)不整合覆盖,在矿田边部分布有下三叠统青天堡组(T_1q)和二叠纪玄武岩($P_2\beta$)(图 3)。

矿田岩浆活动主要为二叠纪玄武岩和喜马拉雅期富碱斑岩,与成矿关系密切的为喜马拉雅期富碱斑岩。岩体包括浅成-超浅成石英正长斑岩、石英二长斑岩、黑云正长斑岩、煌斑岩等,主要呈岩株、岩脉成群成带产出,其展布主要受北衙向斜及其两翼近南北向、近东西向两组断裂控制,岩体与围岩呈不规则状侵入接触或断裂接触。富碱斑岩集中侵位于 32～38 Ma(图 2),辉钼矿 Re-Os 同位素年龄为(34.7±1.6) Ma[32]、(36.46±0.59) Ma[34]和(36.87±0.76) Ma[33],而矿体主要产在石英正长斑岩与北衙组灰岩的接触构造带、层间断裂破碎带及断裂、节理中,受富碱斑岩和构造活动控制明显,反映该期石英正长斑岩与金多金属矿床存在密切的时空关系。

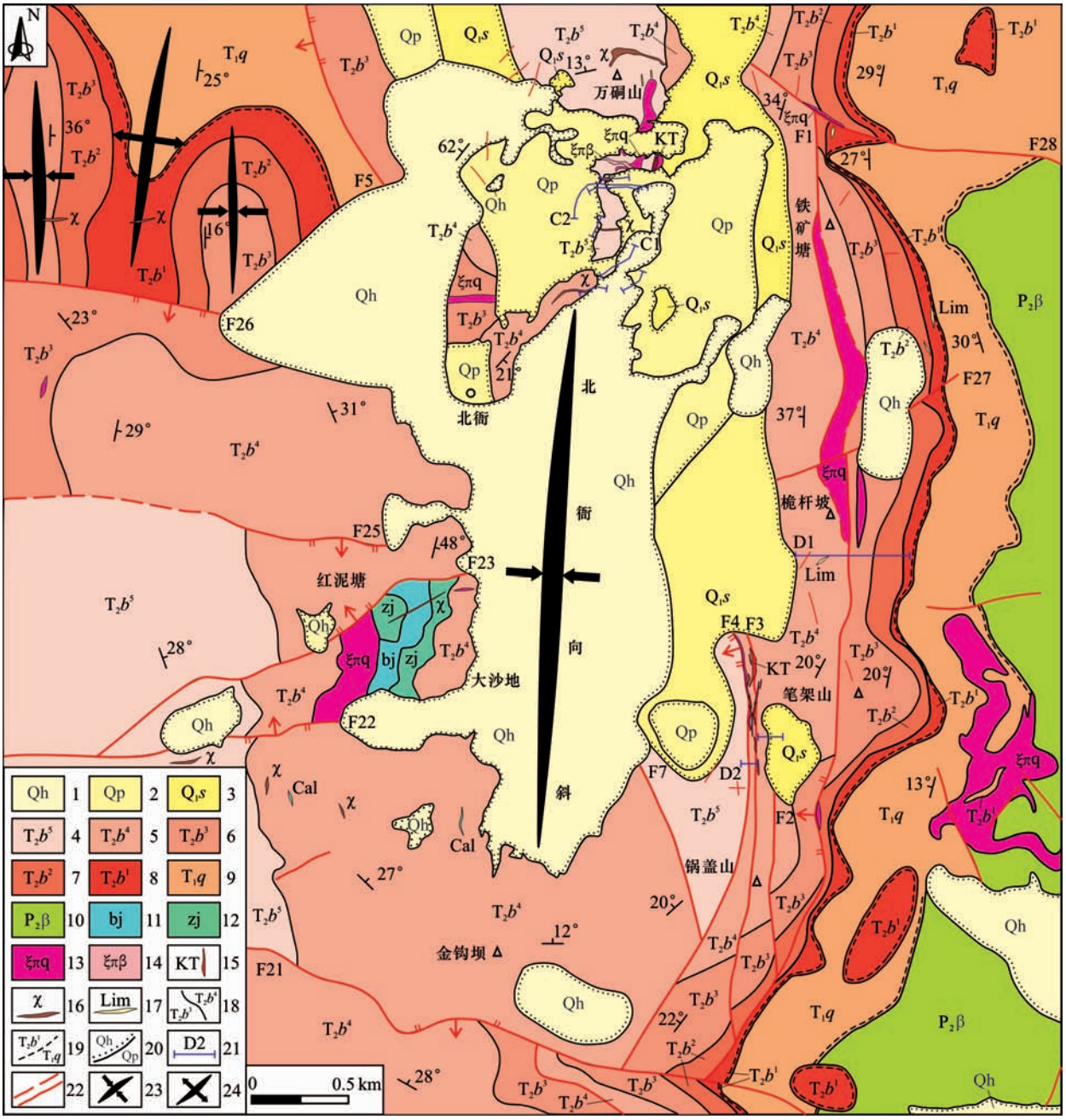
矿田内褶皱与断裂构造发育。褶皱构造主要有北北东向的松桂向斜、马鞍山背斜、马头湾背斜以及近南北向的北衙向斜等(图 1d)。断裂构造主要为近 SN 向和近 EW 向两组,见少数 NW、NNW、NE 向断裂。此外,受构造及岩浆活动影响,围岩和岩体内节理、裂隙发育,其走向主要为近南北向,其次为北西向、北东向,是含矿热液运移和充填的有利场所。

矿田内矿床类型丰富,可利用金属矿种多样。目前圈定的金多金属矿体大小 400 余个,其中规模较大的矿体 12 个[8]。研究认为,北衙金多金属矿床与喜马拉雅期富碱斑岩及成矿构造存在密切时空和成因联系,不同类型矿床组合整体受控于新生代构造-岩浆-成矿事件,形成了"五位一体"矿床类型组成两大成矿系统:Ⅰ斑岩成矿系统,(1)受斑岩体内断裂、节理裂隙、爆破角砾岩筒控制的斑岩型 Cu-Au-(Fe)矿床,(2)受控于斑岩与围岩接触带构造的夕卡岩型 Au-Fe-(Cu)矿床,(3)受围岩层间断裂破碎带、断裂、节理裂隙控制的热液脉型 Au-Fe 矿床,(4)矿田北部沿北衙组灰岩与青天堡组砂泥岩层间及北衙组灰岩内层间破碎带产出的炉坪中低温热液型 Pb 多金属矿床[73-74],属该矿田斑岩成矿系统的组成部分;Ⅱ氧化淋滤成矿系统,(5)受岩溶洞穴及不整合接触界面控制的氧化淋滤富集型 Au 矿床。

3 矿田构造体系划分

3.1 构造的几何学、运动学特征

北衙金矿田断裂发育,其几何学、运动学及其构造岩特征如下(表 2):(1)近南北向断裂在矿田内最为发育,其走向多介于 NW20°～NE20°之间,倾向 E 或 W,倾角介于 20°～54°和 70°～85°两个区间,其走



1—第四系全新统；2—第四系更新统；3—第四系更新统蛇山组；4—中三叠统北衙组第五段；5—中三叠统北衙组第四段；6—中三叠统北衙组第三段；7—中三叠统北衙组第二段；8—中三叠统北衙组第一段；9—下三叠统青天堡组；10—中二叠统峨眉山玄武岩组；11—爆破角砾岩；12—震碎角砾岩；13—石英正长斑岩；14—黑云正长斑岩；15—矿体；16—煌斑岩脉；17—褐铁矿脉；18—地层界线；19—平行不整合界线；20—角度不整合界线；21—实测剖面位置及编号；22—断裂；23—向斜；24—背斜。

图 3　北衙斑岩型金多金属矿田地质构造略图

Fig. 3　Geology structure sketch map of the Beiya gold polymetallic ore-field

向与北衙向斜轴向大体一致，断裂带内常见磁铁矿脉、褐铁矿脉、碎粉岩、断层泥等，多为张性、压扭性断裂，往往控制矿脉(体)的分布，是矿田内重要的控矿构造；(2)近东西向断裂在矿田内较为发育，走向介于 NW70°～NE76°，倾向 N 或 S，倾角变化不一(84°～87°，51°～59°，26°～30°)，断裂带内常充填煌斑岩、碎粉岩、断层泥，以张性、压性断裂为主，部分断裂具有明显的 Au 矿化；(3)北东向断裂在矿田内较为发育，走向介于 NE20°～NE70°，倾角变化不一(16°～80°)，倾向 SE 或者 NW，带内常充填磁铁矿脉、褐铁矿脉、煌斑岩等，以压性、张性和左行扭(压)性断裂为主；(4)北西向断裂走向介于 NW20°～NW70°，倾角多介于 58°～86°，倾向 NE 或者 SW，断裂内多充填磁铁矿脉、褐铁矿脉，多为张性、扭压性断裂。

表 2 北衙金矿田断裂构造及其矿化蚀变特征简表

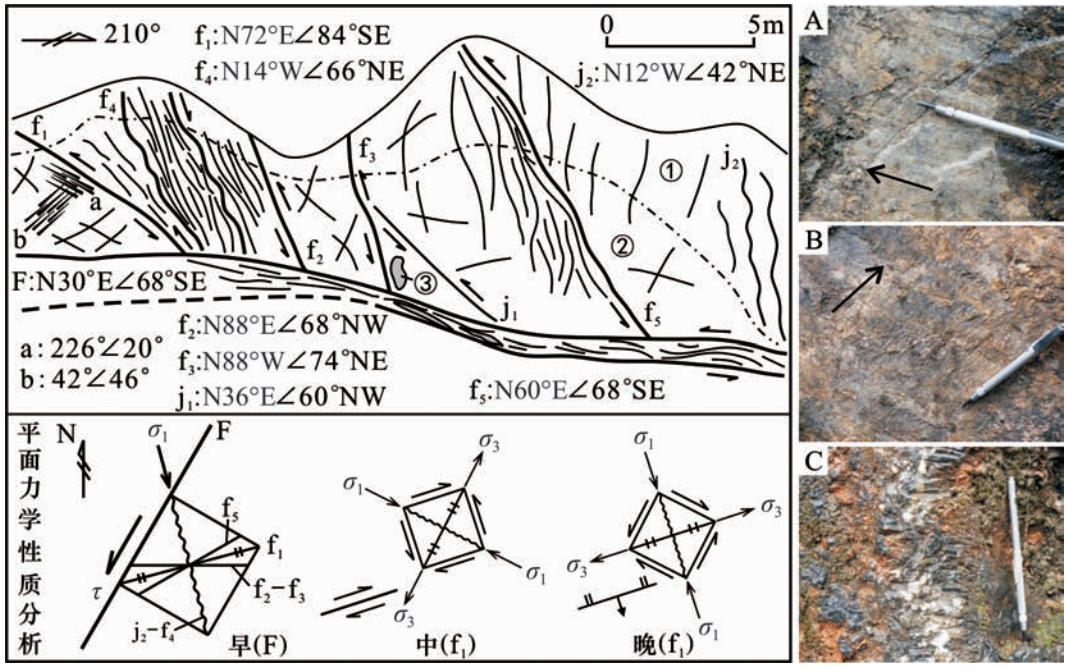
Table 2 The characteristics of faults, mineralization and alteration in the Beiya gold polymetallic ore-field

类型	产状			形态特征	力学性质	构造岩特征	矿化蚀变特征
	走向	倾角	倾向				
SN 向	NW20°～NE20°	20°～54° 70°～85°	E/W	舒缓波状 缓波状 锯齿状	压性→张性→左行扭 (压)性→压性	碎裂岩、碎粉岩 断层泥、片理化	Py、Lim、Mt、 Qtz、Cal
EW 向	NW70°～NE76°	84°～87° 51°～59° 26°～30°	S/N	锯齿状 波状 舒缓波状	张性→压性→右行扭 压性→张性	碎粉岩、断层泥	Mt、Lim、Cal
NE 向	NE20°～NE70°	16°～80°	SE/NW	舒缓波状 缓波状	右行扭压性→左行扭 压性→压性	碎裂岩、碎粉岩 断层泥、碎粒岩	Lim、Qtz、Cal
NW 向	NW20°～NW70°	58°～86°	NE/SW	锯齿状 舒缓波状	左行扭压性→右行扭 压性→张性	碎斑岩、碎裂岩 碎粉岩	Py、Lim、Mt、 Qtz、Cal

注:Py—黄铁矿化;Lim—褐铁矿化(为黄铁矿氧化产物);Mt—磁铁矿化;Qtz—硅化;Cal—方解石化。

3.1.1 SJ180 点构造的几何学、运动学特征

该点处为北衙组灰白色厚层-块状细晶灰岩,见多条断裂、节理发育(图 4)。F(N30°E∠68°SE)为主干断裂,裂面呈舒缓波状,断裂带内为碎裂岩,局部发育方解石细脉、网脉、团块,脉宽 0.3～3 cm 不等,据裂面擦痕及次级派生构造分析其为左行扭压性断裂。在断裂 F 上盘见次级断裂 f_1(N72°E∠84°SE)、f_2(N88°E∠68°NW)、f_3(N88°W∠74°NE)、f_4(N14°W∠66°NE)、f_5(N60°E∠68°SE)及节理 j_1(N36°E∠60°NW)、j_2(N12°W∠42°NE)。据野外分析判断:断裂 f_1 裂面较平直光滑,为压性断裂,其裂面上见两组不同产状且重叠的擦痕 a(早期)和擦痕 b(晚期),反映其形成后又先后经历了右行扭压和左行压扭活动;断裂 f_2、f_3、f_5 上盘上升,表现为压扭性断裂;断裂 f_4 和 j_2 具有波状、锯齿状裂面,呈张性特征。这些次级构造均受主干断裂 F 限制、控制,是断裂 F 左行扭动运动的派生构造。断裂 F 左行扭动运动时,扭应力 τ 方向为 30°～210°,其对应的主压应力 σ_1 为 345°～165°,由此可形成走向 NE75°左右的压性构造、走向 NW15°左右的张性构造及介于上述两



①灰色、灰白色细晶灰岩;②灰白色强硅化、方解石化细晶灰岩;③梳状方解石脉、团块。
A—早期擦痕 a;B—晚期擦痕 b;C—梳状方解石脉、团块。

图 4 北衙金矿田 SJ180 点构造的几何学、运动学分析图解

Fig. 4 Geometry and kinematics analysis diagram of SJ180 in the Beiya gold polymetallic ore-field

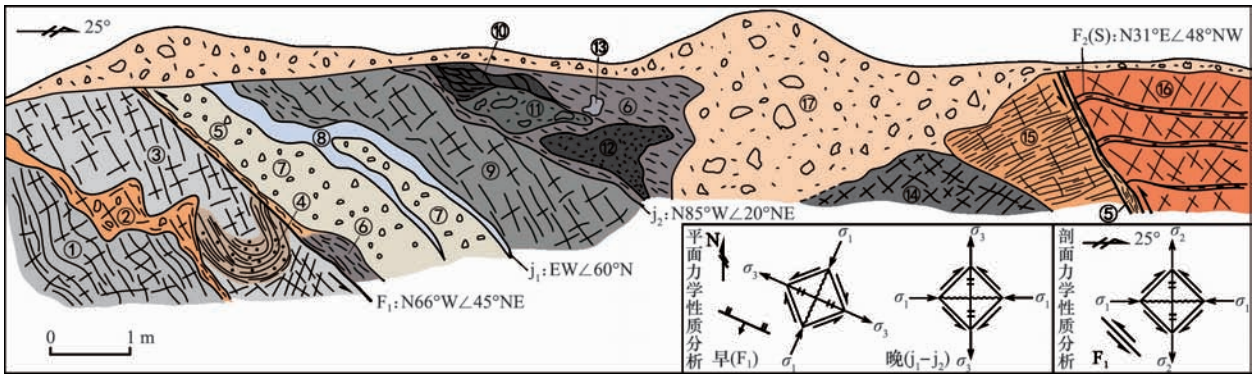
者的扭压(张)或压(张)扭性构造。通过配套，得出断裂 F 和断裂 f_1、f_2、f_3、f_4、f_5 及节理 j_2 是同一构造应力场作用下的产物，即断裂 f_1、f_2、f_3、f_4、f_5 及节理 j_2 是断裂 F 左行扭动运动形成的次级派生构造。

3.1.2　SJ315 点构造的几何学、运动学特征

该点处见断裂破碎带 F_1(N66°W∠45°NE,图 5)，断裂带宽约 18～20 m，下裂面较为平直，近下裂面见片理化带，上裂面呈舒缓波状，倾角 45°～60°(上裂面倾角较大)。断裂带内为磨砾岩、碳化泥岩、碳化页岩及碎粉岩、碎裂岩混杂，并具有一定的分带性。断裂带内见两条锯齿状张性节理 j_1(EW∠60°N)、j_2(N85°W∠20°NE)，j_1 内充填具强褐铁矿化石英脉。断裂下盘为灰色、黄褐色泥化辉绿岩(?)和灰色碎裂状石英砂岩，近下裂面见下盘下降形成的牵引构造；上盘为红褐色、黄褐色碎裂状粉砂岩、砂岩，见砂岩内层间断裂 F_2(N31°E∠48°NW)受上盘上升影响而表现出牵引特征。综上所述，断裂破碎带 F_1 为压扭性断裂，断裂上盘上升、下盘下降过程中形成断裂两盘的牵引构造；后期可能受到近东西向主压应力作用形成断裂破碎带内张性节理 j_1、j_2。

3.1.3　D2 剖面的构造几何学、运动学特征

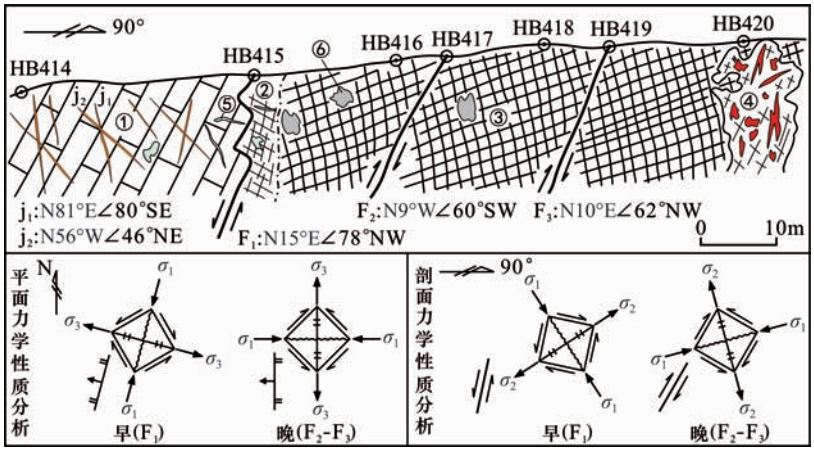
D2 剖面见一组多条近南北向断裂破碎带及岩溶洞穴(图 6)，该处为近南北向断裂 F3、F4 的组成部分(图 3)。断裂 F_1(N15°E∠78°NW)为主干断裂破碎带，其上裂面呈锯齿状，下裂面不清，上盘下降，为张性断裂；断裂带宽至少为 60 m，断裂带内为灰



①灰色泥化辉绿岩(?)；②锯齿状张性裂隙中黄褐色泥化辉绿岩(?)；③灰色石英砂岩(碎裂结构)；④牵引构造发育，为磨砾泥化碎粉岩，成分为泥岩；⑤黄褐色片理化带；⑥碳化泥岩；⑦下部磨砾岩，具中等磨圆度，大小 0.1～0.5 cm；上部磨砾岩，磨圆度较差，大小 0.5～5 cm；⑧锯齿状张性节理内强褐铁矿化石英脉；⑨灰黑色碳质页岩；⑩透镜体化碳质泥岩；⑪灰黑色碳质泥岩，边缘强褐铁矿化；⑫黑色碳质硅化粉砂岩；⑬硅化灰岩残块，见方解石脉穿插；⑭黑色、灰黑色碳化泥岩；⑮黄褐色节理密集带、碎裂砂岩、粉砂岩；⑯红褐色、黄褐色碎裂粉砂岩、砂岩；⑰土黄色第四系坡积物、堆积物。

图 5　北衙金矿田 SJ315 点构造的几何学、运动学分析图解

Fig. 5　Geometry and kinematics analysis diagram of SJ315 in the Beiya gold polymetallic ore-field



①灰褐色褐铁矿化灰岩；②灰色弱硅化灰质碎裂岩；③灰褐色、黄褐色褐铁矿化、磁铁矿化碎裂岩、碎粉岩，含金褐(磁)铁矿化体；④岩溶洞穴型含金铅锌矿体；⑤方解石脉、团块；⑥灰岩残块。

图 6　北衙金矿田 D2 剖面构造的几何学、运动学分析图解

Fig. 6　Geometry and kinematics analysis diagram of D2 structural profile map in the Beiya gold polymetallic ore-field

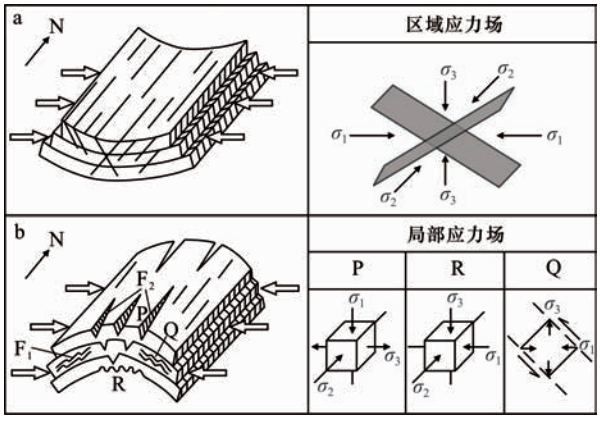
表 3 北衙金矿田 D2 剖面矿化特征表

Table 3 Mineralization characteristic of fault tectonite at D2 profile in the Beiya gold polymetallic ore-field

序号	样品号	w(TFe)/%	$w_B/10^{-6}$						
			Pb	Zn	Cu	Mo	Au	Ag	Hg
1	HBr413	0.73	1 500	827	31.6	0.92	0.005	0.45	0.079
2	HBc416	1.30	3 100	2 990	13.1	1.10	0.008	1.00	0.804
3	HBc417	1.78	1 895	5 440	13.9	1.34	0.011	1.79	0.228
4	HBr418	0.25	292	1 460	1.3	4.55	0.005	0.31	0.103
5	HBc420-1	38.40	>10 000	>10 000	1 120	23.20	0.134	11.15	3.45
6	HBc420-2	41.70	>10 000	>10 000	576	17.85	0.211	6.64	2.37

注:HBr413 为 HB414 点南约 20 m 处样品,代表围岩矿化特征;测试单位为澳实分析检测(广州)有限公司。

褐色、黄褐色磁铁矿化、褐铁矿化碎裂岩、碎粉岩及含金褐(磁)铁矿化体,靠近上裂面见宽 1～2 m 灰色弱硅化灰质碎裂岩。断裂上盘为灰褐色褐铁矿化灰岩,见方解石脉、团块;发育一组共轭节理 j_1(N81°E∠60°SE)、j_2(N56°W∠46°NE),节理内见褐铁矿化。断裂 F_2(N9°W∠60°SW)和 F_3(N10°E∠62°NW)裂面分别呈舒缓波状和平直状,断裂均较为紧闭,断裂带内为灰黑色、灰褐色磁铁矿化、褐铁矿化碎粉岩,均为压扭性断裂。断裂破碎带内见一岩溶洞穴,其内充填含金铅锌矿体,矿体呈不规则脉状、囊状,走向主要呈近南北向(图 6);洞穴内见多条近南北向断裂,断裂面呈舒缓波状或平直状,断裂均较为紧闭,断裂带内无矿化或微弱矿化,据裂面擦痕判断为压扭性断裂,是成矿后断裂。近南北向压扭性断裂的形成对先前形成的矿化体产生破坏或(和)富集作用,如岩溶洞穴内矿体 Au-Ag-Mo 含量比矿化体富集了 10～20 倍,Fe-Cu-Pb-Zn 也有明显富集(表 3)。



a—北衙向斜;b—万硐山次级背斜;F_1—层间断裂示意位置;F_2—纵张断裂示意位置。

图 7 北衙金矿田褶皱应力分析示意图

(据文献[78]修改)

Fig. 7 Fold stress analysis of the Beiya gold polymetallic ore-field

据分析,该处表现出两期构造活动特征:早期主压应力为近南北向,形成近南北向的张性断裂破碎带 F_1,并发生金矿化作用;后期主压应力为近东西向,形成了该处多条近南北向的压扭性断裂,并对先前的矿化体产生破坏或(和)富集作用,形成岩溶洞穴型含金铅锌矿体。

3.2 构造的力学性质鉴定

地质力学观点认为,地壳上的一切构造形迹是构造应力作用的结果,构造应力作用的遗迹必然保留在构造形迹中[75]。构造力学性质鉴定是矿田地质力学研究的先行步骤,不同力学性质的构造具有不同的形态特征,构成不同形状的构造空间,因而对矿床(体)的产状、延长、延深等空间分布,以及对矿石结构、构造等均有不同程度的控制作用,从而形成不同的矿床(体)类型[76]。因此,力学性质的鉴定是矿田地质力学的先行步骤,是划分矿田构造体系的基础[77]。

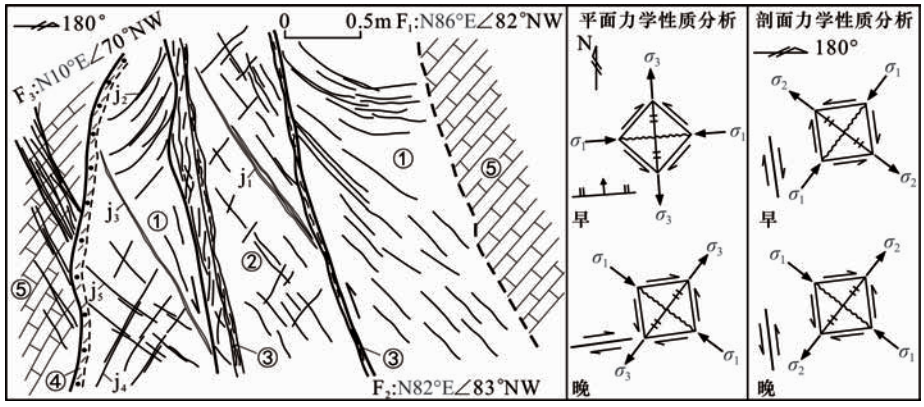
3.2.1 褶皱构造

燕山晚期—喜马拉雅早期,在印度板块和欧亚板块碰撞的背景下,北衙金矿田发生近 EW 向的挤压作用,形成近 SN 向的北衙向斜、万硐山次级背斜及与之伴生的断裂构造(图 7),构成了北衙金矿田控岩控矿构造格架,为喜马拉雅期富碱斑岩侵位和金成矿作用发生提供了有利的成岩成矿构造环境。而该区与褶皱同期生成的断裂亦多为西倾之逆断层,显示与受力方向一致的由西向东[79]。

3.2.2 断裂构造

3.2.2.1 近东西向断裂

SJ34 点为黑云正长斑岩侵位点,与灰褐色褐铁矿化碎裂灰岩呈断裂侵入关系(图 8)。F_1 断裂总体产状约为 N86°E∠82°NW,推测早期为一张性断裂,伴有黑云正长斑岩侵位,主压应力 σ_1 为近 EW 向。该点黑云正长斑岩内见一右行扭压性断裂 F_2(N82°E∠83°NW),裂面较为平直,近裂面为褐铁



①灰白色黑云母正长斑岩；②断裂带内黑云正长斑岩；③褐铁矿化黑云正长斑岩；④接触带内第四系堆积物；⑤灰褐色褐铁矿化碎裂灰岩。

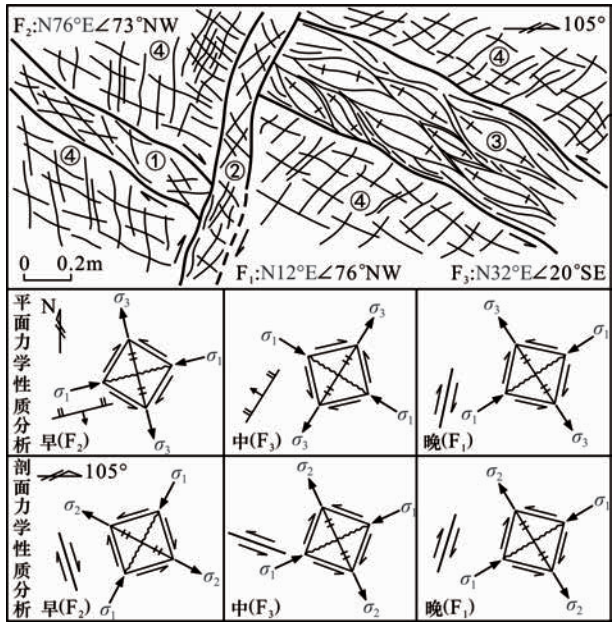
图 8　北衙金矿田 SJ34 点断裂剖面素描图

Fig. 8　Fault profile sketch of SJ34 in the Beiya gold polymetallic ore-field

矿化碎裂斑岩，断裂带宽约 50～60 cm，断裂带内为碎裂黑云正长斑岩，于断裂内及其下盘斑岩内分别见压(扭)性节理 j_1(N48°E∠84°SE)和 j_3(N22°E∠76°SE)，沿该组节理见红褐色褐铁矿化；在断裂下盘斑岩内见共轭剪节理 j_4(N3°W∠72°NE)、j_5(N43°W∠54°NE)，形成该组剪节理的主压应力 σ_1 方向为 NW 向。据此可知：断裂 F_2、节理 j_1、j_3、j_4 及 j_5 是在同一应力作用下形成的构造，即受主压应力 σ_1 为 NW 向的挤压作用形成的。节理 j_2(N72°W∠65°NE)为断裂 F_2 右行扭压作用下形成的牵引构造，属断裂 F_2 的派生构造。通过以上分析，该点至少存在两期构造活动：早期主压应力 σ_1 为近 EW 向，形成张性的断裂 F_1，并伴随黑云正长斑岩的侵位；晚期主压应力 σ_1 为 NW 向，于斑岩内形成右行扭压性断裂 F_2 及与其共生或派生的节理 j_1、j_3、j_4、j_5 和 j_2。

3.2.2.2　近南北向断裂

SJ183 点处为灰色褐铁矿化块状灰岩，见三条断裂(图 9)。F_1(N12°E∠76°NW)裂面较平直，裂面见水平擦痕，断裂带宽约 15～20 cm，断裂带内为硅化、褐铁矿化碎裂灰岩，据擦痕特征判断为右行扭压性断裂；F_2(N76°E∠73°NW)裂面呈缓波状，断裂带宽约 20 cm，断裂带内为碎裂灰岩，呈现大小混杂特征，为张性断裂；F_3(N32°E∠20°SE)裂面呈舒缓波状，裂面上见擦痕和反阶步，断裂带宽约 50 cm，断裂带内见透镜体化硅化灰岩，为压性断裂。据分析该点至少存在三期构造活动特征：早期主压应力 σ_1 为近 EW 向，形成张性断裂 F_2，断裂带内为大小混杂的碎裂灰岩；中期，在 NW 向主压应力作用下，形成压性断裂 F_3，断裂带内为透镜体化灰质碎裂岩、碎粒岩，该期构造活动改造早期形成的 F_1 断裂带内的构造岩；晚期主压应力 σ_1 转变为 NE 向，形成右行扭压性断裂 F_1，并错断 F_2 和 F_3 断裂。



①灰褐色碎裂灰岩，呈大小不等混杂特征；②硅化、褐铁矿化碎裂灰岩；③硅化、透镜体化灰岩；④灰色褐铁矿化细晶灰岩。

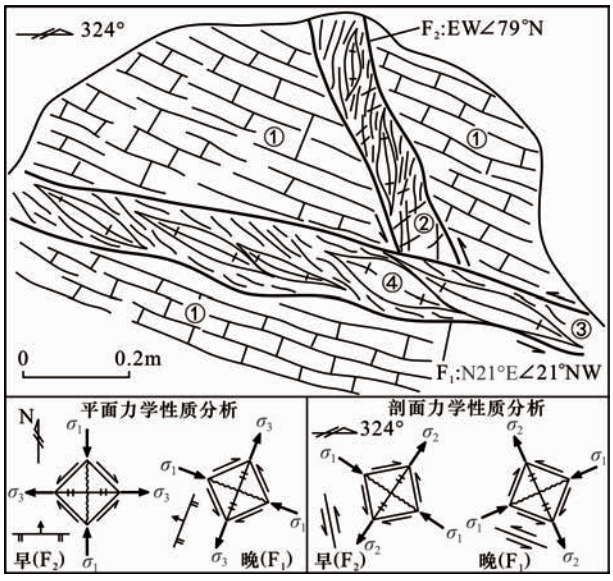
图 9　北衙金矿田 SJ183 点断裂剖面素描图

Fig. 9　Fault profile sketch of SJ183 in the Beiya gold polymetallic ore-field

3.2.2.3　北东向断裂

NO43 点见两条断裂(图 10)。F_1(N21°E∠21°NW)为一层间断裂，裂面呈舒缓波状，断裂带宽 5～10 cm，断裂带内为红褐色、黄褐色碎粒岩、断层泥，为左行压扭性断裂；其上盘见一切层断裂 F_2(EW∠79°N)，裂面呈舒缓波状，断裂带宽 20～30 cm，断

裂带内为红褐色、黄褐色碎粉岩、断层泥,发育灰质透镜体,透镜体长 40 cm,宽 10 cm,成分为灰黑色、灰黄色泥质灰岩,为右行压扭性断裂。该点经历两期构造活动特征:早期主压应力方向为 SN 向,形成压扭性断裂 F_2;晚期,主压应力方向转变为 NW 向,形成左行压扭性断裂 F_1,并错断 F_2 断裂。



①灰黄色、灰褐色褐铁矿化灰岩;②红褐色、黄褐色碎粒岩、碎粉岩、断层泥,见灰质透镜体;③黄褐色、红褐色碎粉岩、断层泥,发育灰质透镜体;④灰质透镜体。

图 10 北衙金矿田 NO43 点断裂剖面素描图

Fig. 10 Fault profile sketch of NO43 in the Beiya gold polymetallic ore-field

3.2.2.4 北西向断裂

SJ82 点见一张扭性断裂 F_2(图 11,N60°W∠84°SW),断裂宽带约 1 m,断裂面呈波状,局部呈锯齿状,断裂带内充填第四系黏土、灰岩残块;两盘围岩为灰色、灰白色强方解石化、中硅化块状细晶灰岩,该点围岩内见一组共轭节理 j_2(N50°W∠64°NE)和 j_3(N72°E∠73°SE),j_2 具右行羽列特征,且较 j_3 发育,该处见一组右行剪节理 j_1(N20°E∠52°SE)错断 j_2。SJ82 点北东 50 米 SJ81 点处见一张性断裂 F_1(N80°W∠86°SW),裂面局部呈波状,裂面见钙华,断裂带宽约 10 m,断裂带内充填第四系黏土、灰岩滚石。据上述两点构造分期配套得出该处经历两期构造活动特征:早期主压应力为近 EW 向,形成了张性断裂 F_1、张扭性断裂 F_2 及共轭节理 j_2 和 j_3;晚期主压应力方向转变为 NE 向,形成右行剪节理 j_1,并错断 j_2。

研究认为北衙金矿田万硐山矿段近 SN 向和近 EW 向断裂最为发育[78],其分别主要经历了压性→张性→压性或左行扭(压)性的力学性质转变过程和张性→压性的力学性质转变过程,大致反映了万硐山矿段主压应力主要经历了近 EW 向→近 SN 向→近 EW 向的转化过程,表明北衙金矿田至少存在三期构造活动。而通过上述断裂构造力学性质鉴定可以得出:北衙金矿田存在主压应力方向为 NW 向的构造活动(SJ34、SJ183 和 NO43 点)。综合分析认为:北衙金矿田 SN 向断裂主要经历了压性→张性→左行扭(压)性→压性的力学性质转变过程;EW 向断裂主要经历了张性→压性→右行扭压性→张性的力学性质转变过程;NE 向断裂经历了右行扭压性→左行扭压性→压性的力学性质转变过程;NW 向断裂经历了左行扭压性→右行扭压性→张性的力学性质转变过程;反映出北衙金矿田主压应力主要经历了近 EW 向→近 SN 向→NW 向→近 EW 向的转化过程。

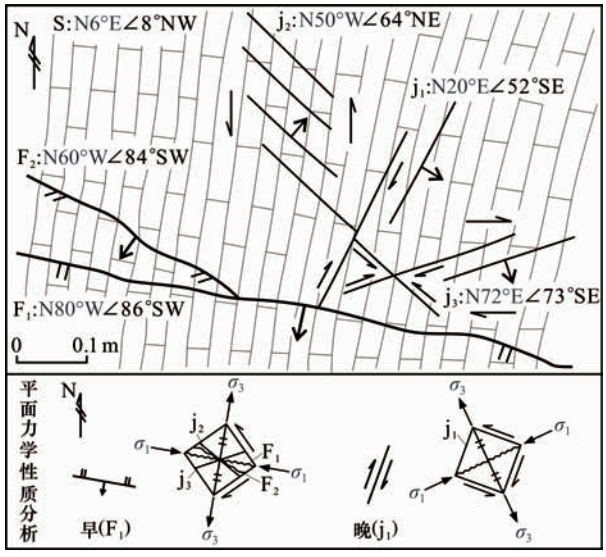


图 11 北衙金矿田 SJ81、SJ82 点断裂、节理平面素描图

Fig. 11 Fault and joint profile sketch of SJ81, SJ82 in the Beiya gold polymetallic ore-field

3.3 矿田构造体系划分

构造形迹是否归属于同一构造体系,其基本前提是确定这些构造形迹之间是否存在着成分联系[75]。同一构造体系的构造成分在构造形态、构造方位、力学性质和变形的规模及强度等方面可以有所不同,但它们必须在同一地质时期通过一定方式外力作用下,由同一构造应力场所形成的一个变形整体[75]。

通过褶皱、断裂构造的宏观分析,根据各方向断裂结构面力学性质复杂的转变过程,综合区域地质

构造演化将矿田构造形迹划分为3种主要类型的构造体系，即南北构造带、东西构造带和北东构造带(图12)，北西构造带在矿田内不发育或不存在。

3.3.1　南北构造带

南北构造带主要由褶皱和断裂构造组成。区域性近南北向松桂向斜、马鞍山背斜以及南北向的压性断裂带和东西向张性断裂带组成了区域性南北构造带，是在近东西向挤压作用下形成的，是云南三江—滇中经向构造体系金沙江—程海南北构造带[80]的组成部分。

燕山晚期—喜马拉雅早期，印度板块和欧亚板块发生碰撞[20,31]，此时程海断裂带区域构造应力场的主压应力方向为近东西向[81]，区域上丽江组与松桂组为角度不整合关系(表1)，近南北向的马鞍山断裂为一压性逆断裂，于松桂以西见二叠纪玄武岩沿该断裂直接推覆于三叠纪灰岩之上，北衙金矿田存在喜马拉雅早期的石英钠长斑岩和煌斑岩[11]，均显示北衙金矿田及其邻区在燕山晚期—喜马拉雅早期发生过近东西向的挤压构造活动。矿田近南北向的北衙向斜、近南北向的压性断裂及近东西向的张性断裂，组成矿田早南北构造带，构成了矿田基本构造格架，成为矿田内高级别的控岩控矿构造。早南北构造带是燕山晚期—喜马拉雅早期区域性近东西向挤压力作用下形成的，同时，在该期构造应力作用下还形成低序次的次级褶皱构造(如万硐山次级背斜)、层间断裂破碎带、褶皱核部呈张性的近南北向、东西向断裂及节理构造，为北衙向斜褶皱过程中的伴生构造，构成了一套褶皱-断裂-节理裂隙构造系统，均属于早南北构造带的一部分。

喜马拉雅晚期，约中新世末—上新世初，上中新

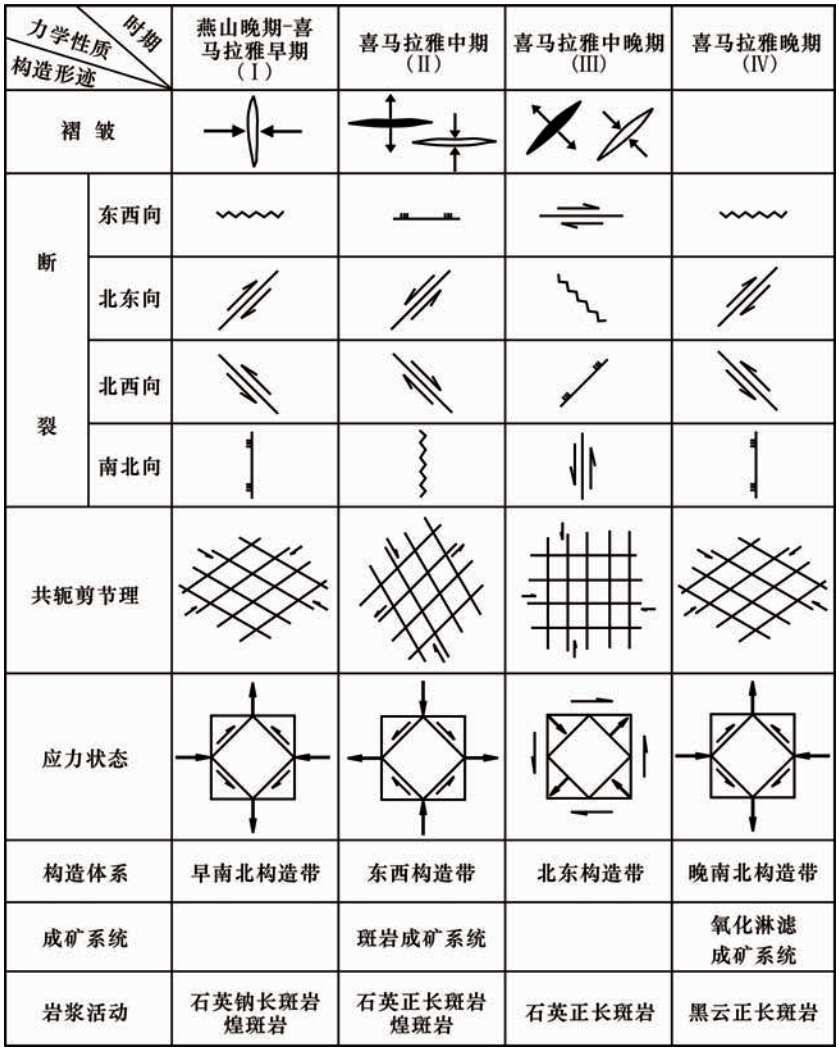


图12　北衙斑岩型金多金属矿田构造体系

Fig. 12　Ore-field structural system of the Beiya gold polymetallic ore-field

统沉积之后,发生一幕断褶运动,丽江组和双河组一起被挤压形成轴向近南北向的开阔褶皱,剑川组火山沉积岩平缓地覆盖在褶皱的双河组之上(表 1)。在北衙金矿田炭窑一带见多条黑云正长斑岩沿近东西向的张性断裂侵入,而黑云正长斑岩形成非常晚,黑云母 $^{39}Ar/^{40}Ar$ 坪年龄为 3.66～3.78 Ma[11],它们应是喜马拉雅晚期构造-岩浆活动的结果。该期北衙金矿田再次经受近东西向的挤压作用,形成近东西向张性构造和近南北向逆冲推覆构造,构成了矿田内晚南北构造带。

3.3.2 东西构造带

东西构造带主要由褶皱和断裂构造组成。区域性东西构造带由近东西向的褶皱构造、近东西向的逆断裂-逆掩断裂带为主,主要发育于矿田北部的黑泥哨褶断区。近东西向逆断裂呈近平行排列,一致倾向北,断裂面倾角自北而南由陡(60°～70°)变缓(45°～50°),显示受力由北向南,沿断裂带普遍见有构造角砾岩及岩层被揉皱、拖曳等现象。东西构造带属于云南纬向构造体系汤丹—鹤庆—兰坪东西构造带[80]的组成部分。

喜马拉雅中期,在印度-欧亚板块的持续汇聚和南北向挤压背景之下[82],北衙金矿田主压应力由近东西向转变为近南北向,形成了以压性为主、大致等间距分布的近东西向断裂、以张性为主的近南北向断裂和以扭性为主的北西向和北东向断裂,构成矿田内东西构造带,属于区域性东西构造带的一部分。在该期构造应力作用下,除产生新的构造形迹外,还使矿田先前形成的断裂受到改造,力学性质发生转变。

3.3.3 北东构造带

北东构造带主要由北东向的褶皱构造及北东向的压性断裂、北西向的张性断裂组成。如松桂褶皱区内的倒流阱背斜,轴向约为 40°,在该背斜倾伏端有略平行于轴面的张性断裂发育。北东构造带属于丽江北东构造带[80]的组成部分。

喜马拉雅中晚期的渐新世末—中新世初,青藏高原东部块体以大于 10 mm/a 的速率向南东方向运移,给三江各陆块施加了强大推力,导致康滇陆块、印支陆块等整体向南东方向运移[20],是该期的动力学和运动学机制的特点,由于康滇陆块向南东运移及丽江—木里断裂的左行滑移,形成丽江—木里逆冲汇聚带[70]。中新世—早更新世,云南地区(东经 102°,北纬 25°)的主压应力状态为 291°∠82°[83],显示北西向的挤压作用。而在 15～5.4 Ma,剑川盆地及周边地区处于 NW 向挤压状态[56]。而"来自北西方向的主应力及其相关的向东和向南的分应力"[79]是本区北东构造带形成的主要动力,北衙金矿田内的北东向的褶皱、北东向的压性断裂、北西向的张性断裂及相配套的节理构造等是在北西向主压应力作用下形成的,构成了矿田内北东构造带,并可能对先前形成的构造进行改造,使力学性质发生转变。

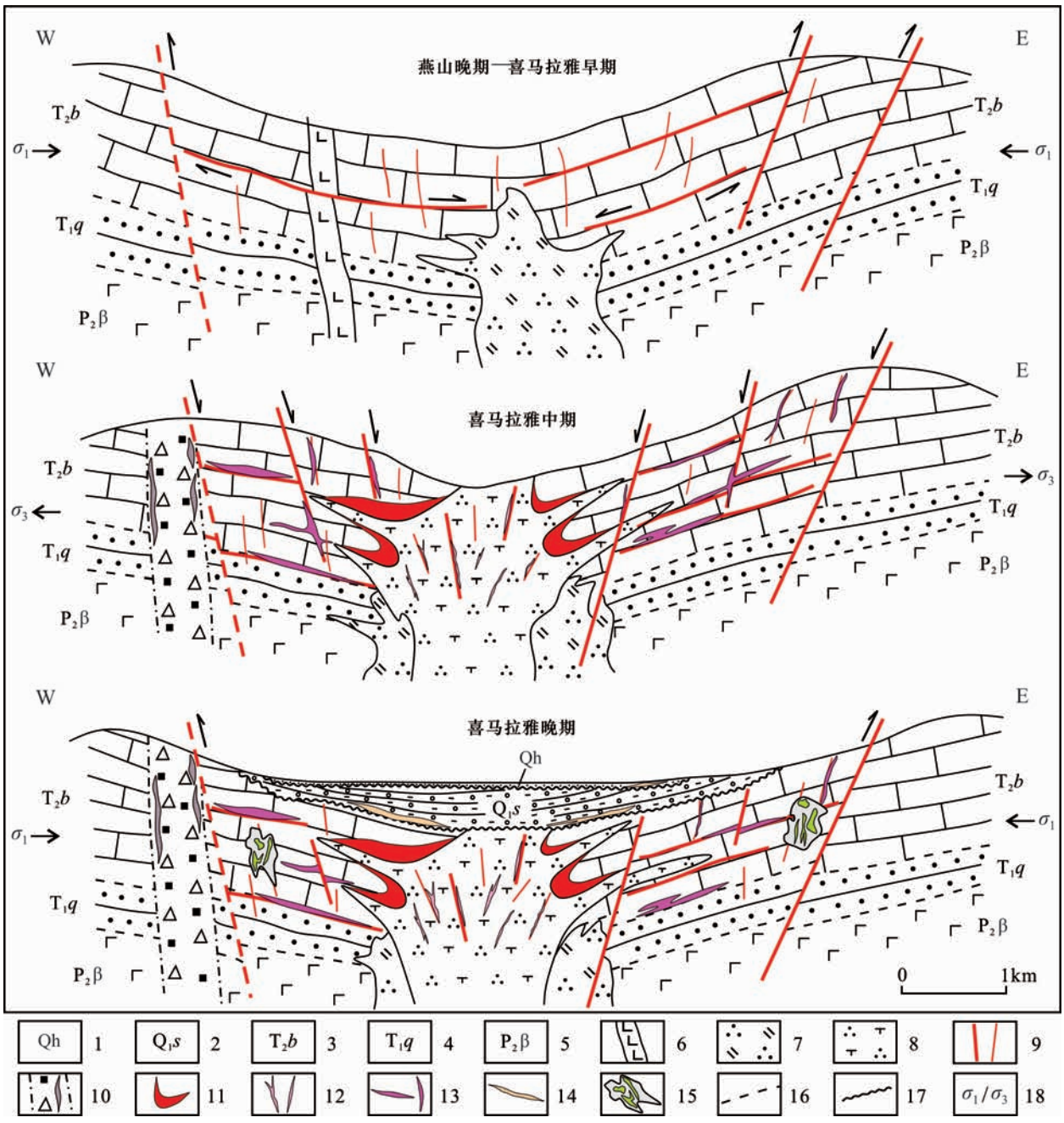
4 矿田构造体系控矿作用分析

燕山晚期—喜马拉雅早期,矿田内在近东西向挤压作用下形成的早南北构造带作为印度-欧亚板块开始碰撞的远程响应,构成了北衙金矿田控岩控矿构造格架,为喜马拉雅期富碱斑岩侵位和金多金属成矿作用发生提供了有利成岩成矿构造环境[78](图 13)。

喜马拉雅中期,在印度-欧亚板块的持续汇聚和南北向挤压背景之下[82],区域性走滑断裂促使石英正长斑岩发生超浅成侵位[20,84],并促使发生了大规模斑岩型金多金属成矿作用[78]。而且,控制矿体的构造在成矿期主要为张性活动[35],北衙金矿田南北向断裂在成矿期主要表现为张性特征,含矿共轭节理反映的主压应力方向也为北北西—近南北向[78],反映出成矿期的主压应力作用方向为近南北向。因此,东西构造带是北衙金矿田成矿期构造体系,形成了与喜马拉雅中期富碱斑岩有关的斑岩型-夕卡岩型-热液脉型矿床:在斑岩体内断裂、节理裂隙及爆破角砾岩筒中形成细脉浸染状的斑岩型 Cu-Au-(Fe)矿床;在斑岩体与围岩接触带形成富厚的不规则状夕卡岩型 Au-Fe-(Cu)矿床;在围岩层间断裂破碎带和断裂、节理裂隙内形成带状、透镜状、网脉状热液脉型 Au-Fe 矿床(图 13)。

喜马拉雅中晚期形成的矿田北东构造带,除了在部分北西向的张性断裂带内观察到矿化以外[78],北东构造带控矿特征不明显。

喜马拉雅晚期,矿田再次经受近东西向的挤压作用,形成近东西向张性构造和近南北向逆冲推覆构造,构成了矿田内晚南北构造带。一方面后期断裂破坏先前形成的金矿体的连续性,另一方面在岩溶洞穴、不整合面形成囊状、不规则状氧化矿体,同时地表矿体发生氧化淋滤富集形成土状、皮壳状氧化矿体(图 13)。因此,该期成矿作用主要表现为氧



1—全新统堆积物；2—更新统蛇山组；3—中三叠统北衙组；4—下三叠统青天堡组；5—中二叠统峨眉山玄武岩组；6—煌斑岩脉；7—石英钠长斑岩；8—石英正长斑岩；9—断裂与节理；10—爆破角砾岩型金矿体；11—夕卡岩型金矿体；12—斑岩型金矿体(脉)；13—热液脉型金矿体；14—氧化淋滤型金矿体；15—岩溶洞穴型金矿体；16—平行不整合界线；17—角度不整合界线；18—最大主压应力/最小主压应力。

图 13　北衙斑岩型金多金属矿田构造控矿模式图

Fig. 13　Structural ore-controlling model of the Beiya gold polymetallic ore-field

化淋滤富集型金矿体的形成，晚东西构造带是控制氧化淋滤富集型矿床的主导性构造体系。

综上所述，北衙金多金属矿田构造发育，形成一套褶皱-断裂-节理控岩控矿构造系统，构成了两大成矿构造体系，控制和形成了“五位一体”矿床类型，并分别控制两大成矿系统：一为东西构造带控制与喜马拉雅中期富碱斑岩有关的斑岩成矿系统；另一为晚南北构造带控制喜马拉雅晚期氧化淋滤成矿系统(图 12)。

5　结论

北衙斑岩型金多金属矿床是西南“三江”多金属成矿带新生代构造-岩浆-成矿事件的产物。金多

金属矿田构造发育,形成了一套褶皱-断裂-节理控岩控矿构造系统,控制和形成了"五位一体"矿床类型,共同组成了斑岩成矿和氧化淋滤成矿两大成矿系统。自燕山晚期—喜马拉雅早期印度-欧亚板块碰撞以来,矿田主要经历了主压应力从近 EW 向→近 SN 向→NW 向→近 EW 向的转变过程,形成了南北构造带、东西构造带和北东构造带,分别归属于三江—滇中经向构造体系金沙江—程海南北构造带、云南纬向构造体系汤丹—鹤庆—兰坪东西构造带和丽江北东构造带。认为东西构造带是控制与喜马拉雅中期富碱斑岩有关的斑岩成矿系统的主导性构造体系,早南北构造带构成北衙金矿田控岩控矿构造格架,晚南北构造带主要对先前形成的金矿体产生破坏或(和)改造富集,是控制喜马拉雅晚期氧化淋滤成矿系统的主导性构造体系。

在野外工作中得到了云南省地质科学研究所王蔚工程师、北衙金矿王从明工程师的指导和帮助,在此表示感谢!感谢审稿人对本文的审阅以及《地学前缘》编辑部老师们的悉心指导和帮助!

参考文献

[1] LI W C, WANG J H, HE Z H, et al. Formation of Au-poly-metallic ore deposits in alkaline porphyries at Beiya, Yunnan, Southwest China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 1-12.

[2] DENG J, WANG Q F, LI G J, et al. Geology and genesis of the giant Beiya porphyry-skarn gold deposit, northwestern Yangtze Block, China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 70: 457-485.

[3] 李文昌,潘桂棠,侯增谦,等. 西南"三江"多岛弧盆-碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京:地质出版社, 2010: 327.

[4] 杨世喻,钟昆明,等. 斑岩金矿床快速定位预测研究:北衙斑岩型金矿床影像线环结构:构造地球化学快速定位预测[M]. 昆明:云南大学出版社, 2006: 1-69.

[5] 蔡新平,季成云,应汉龙,等. 滇西北金矿矿床特征、成因及找矿远景预测[M]//中国金矿地质地球化学研究. 北京:科学出版社, 1993: 134-151.

[6] 甫为民,胡朝平. 鹤庆北衙富碱斑岩侵入体的岩石学特征及其构造环境[J]. 昆明工学院学报, 1994, 19(1): 1-7.

[7] 徐受民,莫宣学,普曾胜,等. 滇西北衙富碱斑岩的特征及成因[J]. 现代地质, 2006, 20(4): 527-535.

[8] 和中华,周云满,和文言,等. 滇西北衙超大型金多金属矿床成因类型及成矿规律[J]. 矿床地质, 2013, 32(2): 244-258.

[9] 黄行凯. 滇西北衙地区新生代富碱斑岩的岩石学及地球化学特征及与金成矿的关系[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2009.

[10] 和文言,喻学惠,莫宣学,等. 滇西北衙多金属矿田矿床成因类型及其与富碱斑岩关系初探[J]. 岩石学报, 2012, 28(5): 55-66.

[11] 徐兴旺,蔡新平,宋保昌,等. 滇西北衙金矿区碱性斑岩岩石学、年代学和地球化学特征及其成因机制[J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 631-642.

[12] 肖晓牛,喻学惠,莫宣学,等. 滇西洱海北部北衙地区富碱斑岩的地球化学、锆石 SHRIMP U-Pb 定年及成因[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1786-1803.

[13] LIU B, LIU H, ZHANG C Q, et al. Geochemistry and geochronology of porphyries from the Beiya gold-poly-metallic orefield, western Yunnan, China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 69: 360-379.

[14] XU X W, CAI X P, XIAO Q B, et al. Porphyry Cu-Au and associated poly-metallic Fe-Cu-Au deposits in the Beiya Area, western Yunnan Province, south China[J]. Ore Geology Reviews, 2007, 31: 224-246.

[15] XU X W, ZHANG B L, QIN K Z, et al. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China[J]. Lithos, 2007, 99: 339-362.

[16] 吴开兴,胡瑞忠,毕献武,等. 滇西北衙金矿蚀变斑岩中的流体包裹体研究[J]. 矿物岩石, 2005, 25(2): 20-26.

[17] 肖晓牛,喻学惠,莫宣学,等. 滇西北衙金多金属矿床流体包裹体研究[J]. 地学前缘, 2009, 16(2): 250-260.

[18] 和文言. 滇西北衙超大型金多金属矿床岩浆作用与成矿模式[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2014.

[19] 蒋成竹. 滇西北衙金多金属矿床钾质岩浆活动与成矿作用[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2014.

[20] DENG J, WANG Q F, LI G J, et al. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China[J]. Earth-Science Reviews, 2014, 138: 268-299.

[21] WANG D H, MAO J W, YAN S H, et al. Episodes of Cenozoic gold mineralization on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and implication for geodynamic events[J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79: 233-253.

[22] YU F, SUN X M, LIN H, et al. Geochronology of the giant Beiya gold-poly-metallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its relationship with the petrogenesis of alkaline porphyry[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 71: 138-149.

[23] 张玉泉,谢应雯. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学: D 辑, 1997, 27(4): 289-293.

[24] 邓万明,黄萱,钟大赉. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系[J]. 中国科学: D 辑, 1998, 27(4): 111-117.

[25] 王登红，杨建民，薛春纪，等. 西南三江—大渡河地区喜马拉雅期金成矿作用的同位素年代学依据[M]//陈毓川，王登红. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京：地震出版社，2001：84-87.

[26] 王登红，陈毓川，徐钰. 中国新生代成矿作用[M]. 北京：地质出版社，2005：124-139.

[27] 王登红，应汉龙，梁华英，等. 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿[M]. 北京：地质出版社，2006：89-120.

[28] 刘红英，夏斌，张玉泉. 云南马头湾透辉石花岗斑岩锆石SHRIMP U-Pb年龄研究[J]. 地球学报，2003，24(6)：552-554.

[29] 应汉龙，蔡新平. 云南北衙矿区富碱斑岩正长石和白云母的^{40}Ar-^{39}Ar年龄[J]. 地质科学，2004，39(1)：107-110.

[30] 徐受民. 滇西北衙金矿床的成矿模式及与新生代富碱斑岩的关系[D]. 北京：中国地质大学(北京)，2007.

[31] 莫宣学，赵志丹，喻学惠. 青藏高原新生代碰撞-后碰撞火成岩[M]. 北京：地质出版社，2009：203.

[32] 和文言，莫宣学，喻学惠，等. 滇西马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床成岩成矿时代研究[J]. 地学前缘，2011，18(1)：207-215.

[33] 和文言，莫宣学，喻学惠，等. 滇西北衙金多金属矿床锆石U-Pb和辉钼矿Re-Os年龄及其地质意义[J]. 岩石学报，2013，29(4)：1301-1310.

[34] 刘博，张长青，黄华，等. 滇西北衙金多金属矿床辉钼矿Re-Os同位素测年及其地质意义[J]. 矿床地质，2012，31(增刊1)：575-576.

[35] 钟昆明，杨世瑜. 云南北衙金矿构造地球化学成矿预测标志[J]. 矿物岩石地球化学通报，2000，19(4)：393-394.

[36] 马德云，韩润生. 北衙金矿床构造地球化学特征及靶区优选[J]. 地质与勘探，2001，37(2)：64-68.

[37] 马德云，高振敏，杨世瑜，等. 北衙金矿区构造应力场数值模拟[J]. 大地构造与成矿学，2003，27(2)：160-166.

[38] 徐浩. 云南北衙金矿床构造应力场数值模拟[D]. 北京：中国地质大学(北京)，2007.

[39] 韩润生，马德云，刘丛强，等. 陕西铜厂矿田构造成矿动力学[M]. 昆明：云南科技出版社，2003.

[40] 韩润生，陈进，黄智龙，等. 构造成矿动力学及隐伏矿定位预测[M]. 北京：科学出版社，2006.

[41] 韩润生，王峰，胡煜昭，等. 会泽型(HZT)富锗银铅锌矿床成矿构造动力学研究及年代学约束[J]. 大地构造与成矿学，2014，38(4)：758-771.

[42] HAN R S, WANG L, MA D Y, et al. "Giant pressure shadow" structure and ore-finding method of tectonic stress field in the Tongchang Cu-Au polymetallic orefield, Shaanxi, China: Ⅱ. Dynamics of tectonic ore-forming processes and prognosis of concealed ores[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 2010, 29(4): 455-463.

[43] HAN R S, CHEN J, WANG F, et al. Analysis of metal-element association halos within fault zones for the exploration of concealed ore-bodies: a case study of the Qilinchang Zn-Pb-(Ag-Ge) deposit in the Huize mine district, northeastern Yunnan, China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2015, 159: 62-78.

[44] 邓军，翟裕生，杨立强，等. 构造演化与成矿系统动力学[J]. 地学前缘，1999，6(2)：315-323.

[45] 张珂，闫亚鹏，赖中信，等. 下庄铀矿田构造特征及与热液铀矿化关系[J]. 地学前缘，2011，18(1)：118-125.

[46] 胡宝群，邱林飞，李满银，等. 江西相山铀矿田构造-岩浆演化及其成矿规律[J]. 地学前缘，2015，22(4)：29-36.

[47] 李文昌，刘学龙. 云南普朗斑岩型铜矿田构造岩相成矿规律与控矿特征[J]. 地学前缘，2015，22(4)：53-66.

[48] 陈柏林，王永，陈正乐，等. 阿尔金山喀腊大湾地区控矿构造系统研究[J]. 地学前缘，2015，22(4)：67-77.

[49] 赵国光. 滇西北大理丽江地区新生代地层及构造的初步观察[J]. 地质论评，1965，23(5)：345-355.

[50] 何浩生，何科昭，朱照宇. 云南剑川盆地新构造运动特征与云南高原隆起问题[M]//青藏高原地质文集(第17集). 北京：地质出版社，1985：105-116.

[51] 李鼎容，黄兴根，王安德，等. 滇西北第四系的划分[J]. 地质论评，1987，33(2)：105-113.

[52] 李鼎容，黄兴根，王安德，等. 滇西北区早第三纪海相灰岩的发现及其意义[J]. 科学通报，1987(4)：292-296.

[53] 吴根耀. 滇西北丽江—大理地区第四纪断裂活动的方式、机制及其对环境的影响[J]. 第四纪研究，1992(3)：265-276.

[54] 汪新文，赵其强，杜恒俭. 滇西北丽江盆地的第四纪地层与古环境[J]. 现代地质，1995，9(1)：81-89.

[55] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京：地质出版社，1989：572-574.

[56] 向宏发，张秉良，张晚霞，等. 剑川盆地第三纪以来地壳变形的地质分析与FT测年[J]. 地质学报，2009，83(2)：230-238.

[57] 秦德先，燕永锋，林幼斌，等. 程海断裂带玄武岩及其成矿[J]. 有色金属矿产与勘查，1999，8(6)：373-377.

[58] 涂光炽. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究[G]//中国科学院贵阳地球化学研究所年报. 贵阳：贵州人民出版社，1982：127-129.

[59] 谢应雯，张玉泉，胡国相. 哀牢山—金沙江富碱侵入带地球化学与成矿专属性初步研究[J]. 昆明理工大学学报(理工版)，1984(4)：1-17.

[60] 吕伯西，王增，张能德，等. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性[M]//中华人民共和国地质矿产部地质专报(三)，岩石矿物地球化学(第18号). 北京：地质出版社，1993.

[61] 罗君烈，杨友华，赵准，等. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用[M]//中华人民共和国地质矿产部地质专报(四)，矿床与矿产，第45号. 北京：地质出版社，1994：1-307.

[62] 胡受权，徐旃章，郭文平. 滇西北宁蒗地区喜山期斑岩带形成的构造机制[J]. 火山地质与矿产，1995，16(1)：7-17.

[63] 胡祥昭，黄震. 扬子地台西缘富碱花岗斑岩特征及成因探讨[J]. 大地构造与成矿学，1997，21(2)：173-180.

[64] 王江海，尹安，HARRISON T M，等. 青藏东缘新生代高钾岩浆活动的热年代学制约[J]. 矿物岩石地球化学通报，2001，20(4)：231-233.

[65] 梁华英，谢应雯，张玉泉. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约：以马厂箐铜矿为例[J]. 自然科学进展，2004，14(1)：116-120.

[66] 董方浏，莫宣学，侯增谦，等. 南兰坪盆地喜马拉雅期碱性岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志，2005，24(2)：103-109.

[67] 彭建堂，毕献武，胡瑞忠，等. 滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定[J]. 矿物学报，2005(1)：69-74.

[68] 夏斌，林清茶，张玉泉. 哀牢山—金沙江岩带透辉石花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义：以玉召块、马头湾和十里村岩体为例[J]. 大地构造与成矿学，2005，29(1)：35-43.

[69] 夏斌，耿庆荣，张玉泉. 滇西鹤庆地区六合透辉石正长斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其意义[J]. 地质通报，2007，26(6)：692-697.

[70] 邓军，李文昌，符德贵，等. 西南三江南端新生代金成矿系统[M]. 北京：地质出版社，2012.

[71] 赵甫峰. 滇西新生代富碱斑岩与地幔流体演化及其成矿效应研究[D]. 成都：成都理工大学，2012：13-94.

[72] 全国地层委员会编. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书[M]. 北京：地质出版社，2002：1-63.

[73] 豆松，刘继顺，郭远生，等. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿矿石矿物学特征及其地质意义[J]. 地球学报，2013，31(增刊1)：87-94.

[74] 豆松. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿床成矿作用与成矿预测[D]. 长沙：中南大学，2013.

[75] 韩润生，马德云，刘丛强，等. 陕西铜厂矿田构造成矿动力学[M]. 昆明：云南科技出版社，2003.

[76] 韩润生. 初论构造成矿动力学及其隐伏矿定位预测的研究内容和方法[J]. 地质与勘探，2003，39(1)：5-9.

[77] 孙家骢，韩润生. 矿田地质力学理论与方法[M]. 北京：科学出版社，2016：86-88.

[78] 刘飞，韩润生，王雷，等. 滇西北北衙斑岩型金多金属矿床万硐山矿段构造控岩控矿作用机制[J]. 大地构造与成矿学，2016，40(2)：266-280.

[79] 云南省地质局. 1∶20 万鹤庆幅(G-47-X Ⅶ)区域调查地质报告[R]. 昆明：云南省地质局，1966：1-89.

[80] 孙家骢. 云南省主要构造体系的成生发展及某些矿产的分布规律[J]. 昆明工学院学报，1988(3)：88-102.

[81] 李光容，金德山. 程海断裂带挽近期活动性研究[J]. 云南地质，1990，9(1)：1-24.

[82] 侯增谦，王二七. 印度-亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展[J]. 地球学报，2008，29(3)：275-292.

[83] 万天丰，曹瑞萍. 中国中始新世—早更新世构造事件与应力场[J]. 现代地质，1992，6(3)：275-285.

[84] DENG J，WANG Q F. Gold mineralization in China：metallogenic provinces，deposit types and tectonic framework[J]. Gondwana Research，2016，36：219-274.