

新生代推覆构造对滇西鹤庆锰矿床的改造与破坏及矿区找矿模型探讨

张金学¹, 梁元钊¹, 刘文佳²

¹云南省有色地质局三一〇队, 云南 大理

²云南省有色地质局, 云南 昆明

Email: 1286010953@qq.com

收稿日期: 2021年3月14日; 录用日期: 2021年4月9日; 发布日期: 2021年4月16日

摘要

鹤庆锰矿床形成于三叠纪诺利期丽江拗陷带之内的一个次级叠加盆地。笔者从诺利期鹤庆含锰盆地的沉积构造演化、含锰盆地岩相古地理、含矿层岩性划分、及成矿作用特征标志等进行系统梳理, 得出其成因认识为受控于同生断裂的火山热水-沉积型矿床锰矿床, 并在后期地质演化中经过构造动力变质作用(热液迭加改造), 外加一定程度的风化富集而形成鹤庆式优质富锰矿床。提出NE向盐源-丽江构造带内新生代具有强烈构造岩浆热液活动、动力变质作用及成矿作用, 新生代推覆构造形成与深部构造岩浆带联通的后部张性断裂带, 对矿床具有重要改造作用, 使诺利期沉积锰矿床进一步变质形成优质锰矿。推覆挤压褶皱构造一方面改变地貌(经后期剥蚀背斜成谷向斜成山)对矿床产生破坏, 一方面推覆形成大量飞来峰对矿床的保存起重要作用。建立了次级叠加诺利期含锰盆地+含矿岩系(T_3sg^{2-2})+褶皱构造(向斜)+飞来峰盖层的矿区找矿模型。并提出小天井矿段以南黄峰山-虎门坝-无名山一带即是诺利期深水沉积区, 又是中一晚始新世东西向挤压形成的向形区, 还是晚渐新世南北向推覆形成的向斜构造区。尤其是无名山向斜轴部“ T_2b 飞来峰”之下松桂组地层可作为矿区(采矿权)外围重要找矿远景区。

关键词

新生代推覆构造, 改造与破坏, 找矿模型, 外围找矿方向, 鹤庆锰矿床

Reconstruction and Destruction of Cenozoic Nappe Structure on Heqing Manganese Deposit in Western Yunnan and Discussion on Ore Prospecting Model

Jinxue Zhang¹, Yuanzhao Liang¹, Wenjia Liu²

文章引用: 张金学, 梁元钊, 刘文佳. 新生代推覆构造对滇西鹤庆锰矿床的改造与破坏及矿区找矿模型探讨[J]. 地球科学前沿, 2021, 11(4): 409-425. DOI: 10.12677/ag.2021.114036

¹Yunnan Provincial Bureau of Nonferrous Geology Team 310, Dali Yunnan

²Yunnan Provincial Bureau of Nonferrous Geology, Kunming Yunnan

Email: 1286010953@qq.com

Received: Mar. 14th, 2021; accepted: Apr. 9th, 2021; published: Apr. 16th, 2021

Abstract

The Heqing manganese deposit was formed in a secondary superimposed basin within the Triassic Noli Lijiang Depression. Based on the sedimentary tectonic evolution, lithofacies and Palaeogeography, lithologic division of ore-bearing strata, and characteristics of mineralization of the manganese-bearing basin in the Nori period in Heqing County, China, it is concluded that the Genesis of the deposit is a volcanic hydrothermal sedimentary manganese deposit controlled by the syngenic fault and underwent tectono-dynamic Metamorphism (hydrothermal superimposed transformation) during the later geological evolution, the Heqing Type high-quality manganese-rich deposit is formed by weathering and enrichment to a certain extent. It is suggested that the CENOZOIC in the NE trending yanyuan-lijiang structural belt is characterized by intense tectono-magmatic hydrothermal activity, dynamic metamorphism and mineralization, it has an important reworking effect on the deposit and makes the Nolligian sedimentary manganese deposit further metamorphic to form high-quality manganese ore. On the one hand, the nappe-compression fold structure changes the geomorphology (denudation anticline-valley-syncline-mountain) and destroys the deposit, on the other hand, the NAPPE forming a large number of flying peaks plays an important role in the deposit preservation. The prospecting model of secondary superimposed Nolligian manganese-bearing basin + ore-bearing rock series (T_3sg^{2-2}) + fold structure (syncline) + Piraeobong cap rock is established. It is pointed out that the area south of the Xiaotianjing ore block is the deep-water Nolligian sedimentary area in the area of Mount fu-ming-wu-ming-shan in Huangfengshan area, and it is also the oriented area formed by the eastward-westward compression of the Middle Eocene, it is also a syncline area formed by late Oligocene ns-trending Nappe. In particular, the strata of the songgui formation below the “ T_2b Piraeobong” in the axial part of the Wumingshan syncline can be used as an important prospecting area in the periphery of the mining area.

Keywords

Cenozoic Nappe Structure, Transformation and Destruction, Prospecting Model, Peripheral Prospecting Direction, Heqing Manganese Deposit

Copyright © 2021 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

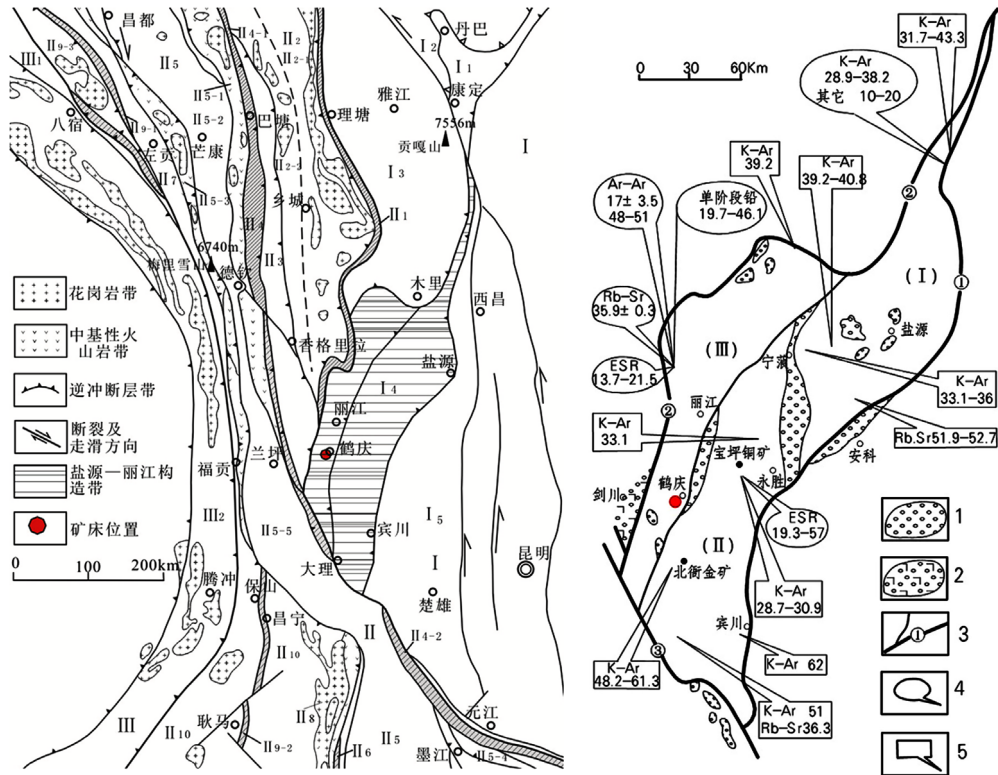
滇西鹤庆锰矿以低磷低铁优质著称，是全国著名的优质富锰矿床之一，众多地学研究者在不同阶段不同时期投入了大量的研究，取得了丰硕的成果。前人对该矿床从地质矿床特征、成矿规律、控矿因素、沉积环境、岩相古地理、岩石地球化学、同位素、成因等方面进行了不同程度的研究。但对时代较新的

后期构造活动对矿床的影响方面的研究较少,对矿区含矿层松桂组岩性划分方案以及矿床成因等方面的认识亦还不尽统一。历经多年的开采,矿区急需新的接替资源,外围找矿遇到瓶颈。本文依托云南省有色地质局综合研究项目《鹤庆锰矿外围及深部找矿靶区优选》([2018]地任-03)。在全面收集前人工作成果的基础上,进行了一次较系统的整理与调查研究。喜马拉雅期构造活动是区内地质构造演化最为复杂最具特色的地质历史时期之一。以喜马拉雅期为主,时代较新的后期构造活动是在以前长期复杂的地质演化基础上进行,不可避免地早期构造有不同程度的改造和部分继承性。本次研究从对比前人不同地层划分方案的异同入手,进一步推进矿区地层的认识,并通过诺利期沉积构造演化的梳理,结合成矿作用特征标志,对矿床成因作进一步探讨。以汝南峭断裂从同生构造控矿断裂到反转新生代推覆构造为切入点,试图将不同时期的成果系统化,建立新的矿区找矿模型。对推进矿区外围找矿工作,以及在扬子地台西南缘深入开展优质富锰矿的找矿具有实践指导意义。

2. 区域成矿地质背景

鹤庆锰矿床大地构造位置处于扬子地台西南缘,分布于盐源-丽江陆缘拗陷之丽江拗陷中。盐源-丽江盆地在整个三叠纪阶段的形成和发展受到古断裂带的严格控制,东以金河-程海深断裂带为界与楚雄陆内盆地相接,西以小金河深断裂带与甘孜-理塘结合带及中咱-中甸地块相邻,南西端以洱海-红河断裂为界与哀牢山变质基底杂岩及昌都-兰坪-思茅地块相邻,平面上呈一长轴 NNE 向的菱形推覆造山带,由一系列陆架裂陷沉积层系组成的次级推覆岩片自西向东叠覆而成。处于青藏特提斯构造域与扬子大陆板块构造域之间。菱形构造带内以古生代-三叠纪扬子板块西部被动陆缘陆架裂陷型碎屑岩、碳酸盐岩及大陆裂陷基性火山岩发育为特征[1][2][3](图 1)。鹤庆锰矿床形成于三叠纪诺利期丽江拗陷带内的一个次级叠加盆地,盆地和成矿作用受控于同生断裂活动[4]。晚三叠世之后进入大陆状态,缺失侏罗纪-白垩纪沉积,新生代的山间磨拉石直接不整合盖在古生代及三叠纪地层之上。盐源-丽江构造带由三个自西向东滑脱、逆冲的推覆体及其前陆磨拉石盆地组成,西部为丽江推覆体与丽江-鹤庆磨拉石盆地;中部为永胜推覆体与宁蒗磨拉石盆地;东部为盐源推覆体与安科磨拉石盆地(图 1 右)。变形变质与成矿的定年结果表明盐源-丽江构造带强烈剪切造山作用主要发生在中-晚始新世,而强烈隆升发生于中新世,与欧亚-印度板块碰撞触发的扬子大陆岩石圈向青藏特提斯岩石圈俯冲有关,表现为地壳多层次拆离、剪切和沉积盖层的滑脱、褶皱和推覆,属陆内造山[1]。由于其特殊的构造位置,在整个地史演化过程中,各期次构造运动频繁,并对该区沉积、成矿产生很大改造及破坏作用[5]。

扬子地台西南缘基底为三层式结构,古元古界康定岩群、大红山岩群、苴林岩群、河口岩群等构成结晶基底;中元古界昆阳岩群、会理岩群、盐边岩群等构成褶皱基底;新元古界及以后地层构成盖层[6]。扬子地台西南缘的演化可概括为经前震旦系基底形成后,继而转化为震旦纪-三叠纪被动大陆边缘阶段,以后卷入中生代碰撞造山过程,最终新生代发生的喜马拉雅陆内造山运动的改造形成现今的构造格局[7]。边缘离散和板内裂陷是区内古特提斯构造演化主要的构造型式,而由板块拼合产生的挤压型盆地只经历短暂的发育阶段。海西-印支期研究区沉积盆地经过了初裂、强裂、逆转和余裂,最后走向消亡的全过程。对应于初裂、强裂和余裂分别发生了中-晚泥盆世、早-晚二叠世过渡期和中-晚三叠世等三个阶段的具有各自特征的含锰建造体系的形成。余裂阶段丽江盆地由剑川沿呈 NE 走向的丽江断裂插入扬子地台内部,形成于诺利期的鹤庆锰矿床[8]。区内地层从奥陶-三叠连续沉积有浅海相泥质碎屑岩建造、粗碎屑岩建造含锰碳酸盐岩-硅质岩建造等。锰矿体赋存在三叠纪晚期松桂组含锰碳酸盐岩-硅质岩建造中。受印支运动第 II 幕的强烈作用,该区于晚三叠世晚期全面隆起而结束海侵历史。在喜山运动第 I 幕构造作用下形成的南北向-北北东向断陷盆地中,沉积了河湖相红色碎屑建造和磨拉石建造[9]。



左图: I-扬子陆块: 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-丽江陆缘拗陷带, I₅-楚雄前陆盆地; II-三江多岛弧盆地: II₁-甘孜-理塘结合带, II₂-德格-乡城岛弧(义敦岛弧): II₂₋₁-雀儿山-稻城外弧带, II₂₋₂-结古-义敦弧后盆地, 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-普洱双向弧后前陆盆地, II₅₋₆-云县-景洪晚陆缘火山弧; 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-腾冲弧盆地: III₁-沙丁-洛隆弧前盆地, III₂-波密-腾冲岩浆弧, III₃-下察隅岩浆弧。
右图: 1-晚始新世-渐新世磨拉石; 2-火山-磨拉石; 3-主要断裂与编号及次级断层: ① 金河-程海断裂, ② 小金河-剑川断裂, ③ 洱海-红河断裂; 4-主要变形-变质-成矿定年方法及年龄(Ma); 5-偏碱斑岩和煌斑岩年龄(Ma); (I) 盐源推覆带, (II) 永胜推覆带, (III) 丽江推覆带。

Figure 1. Tectonic zonation map of the “Sanjiang” (South Section) area in southwest China (left) and tectonic sketch map of the Yanyuan-Lijiang tectonic belt (right) (Adapted from data [1] [2])

图 1. 西南“三江”(南段)地区大地构造分区图(左)与盐源-丽江构造带构造简图(右) (据资料[1] [2]改编)

3. 矿区地质特征

3.1. 地层

矿区出露地层有志留系中统宾川组(S_2b)灰岩;下三叠统(T_1)玄武质砾岩、凝灰质砂岩、粉砂岩夹页岩;中三叠统北衙组(T_2b),其下段(T_2b^1)为泥质灰岩夹粉砂岩、页岩,上段(T_2b^2)为灰岩、白云质灰岩及白云岩,含有丰富的六射珊瑚及层孔虫等化石,由于推覆构造作用,多成“飞来峰”出现;上三叠统松桂组(T_3sg)为一套海相-海陆交互碎屑岩、泥质岩类基性火山岩、火山碎屑岩及含锰硅质岩,岩性变化较大;第三系(E)砂岩、砂质页岩,夹褐煤。含锰层位为上三叠统松桂组,前人研究对矿区松桂组岩性划分不尽统一,主要有分为两个岩性段与分为三个岩性段的不同划分方案。两段划分方案主要与西南有色地质勘探公司三一〇队1989年《鹤庆锰矿县小天井矿段详查地质报告》的划分基本一致,其中上段又细分为三个亚段,第二亚段(T_3sg^{2-2})为含矿层位,岩性为浅色泥岩夹灰岩、硅钙质互层透镜体,少量砾灰岩及含砾泥层,下部厚层灰岩边缘、硅钙质互层透镜体的底部为赋矿部位,中上部岩性较纯,偶夹薄层灰岩[8] [10]

[11] [12]。下段(T_{3sg}^1)下部为黑灰、灰色粗中粒石英(或隧石质)杂砂岩,并逐渐过渡为细砂岩、粉-细砂岩,上部是一套黑色粘土质岩石,夹粉-细砂岩透镜体或条带,厚度大于30米,层位稳定,含 *Halobia sp.* 和 *Placites sp.* 等化石,是本区重要的区域地层对比标志之一[13]。松桂组三段划分方案,主要与冶金工业部西南地质勘查局昆明地质调查所1993年《云南省鹤庆县锰矿详查地质报告》的划分基本一致,其中第三段为含矿层位,矿体赋存于上亚段(T_{3sg}^{3-2}),岩性为灰色、黄灰色、灰绿色泥质-细碎屑岩夹三层硅钙质岩(硅钙层)组成,底部赋锰矿[5] [14]。导致松桂组地层划分存在不统一的主要原因是沉积相变较大,由东向西分布小天井、武君山、花椒箐、猴子坡等矿段,在各矿段岩性划分各有侧重,但大致可以对应。其共同点是矿体主要赋存于硅质岩-灰岩-泥岩建造中(图2)。从小天井到猴子坡含矿建造表现出较好的一致性,矿层顶底板标志、矿层内部结构、矿石类型都可以对比。其存在的主要变化表现在小天井矿段的矿石硅质成分较高矿层较厚,矿石较富,含矿层下部无菱铁矿,上覆“硅钙层”较厚(几米至数十米),而猴子坡矿段则可以看到几十厘米到数米的菱铁矿,“硅钙层”也较薄(几十厘米)或者变为硅质角砾状灰岩[4] [15]。此外,昆调所的三段划分方案中将诺利期玄武质火山碎屑岩划为松桂组三段下亚($T_{3sg}^{3-\beta}$)地层。总体上鹤庆锰矿床含锰层位松桂组为一套岩性、沉积构造、生物均较为特殊的组合,与区域上同时代的浅海陆棚-滨海沼泽相的松桂组迥然不同。它是晚三叠世诺利期在滇西北整体海退造陆的大格局下发生的一种异化环境下的产物。该套岩石组合属于深水暗色灰泥台沟相[3] [16]。松桂组上段(T_{3sg}^2)灰绿色泥岩的中上部镶嵌有大小不等、形态各异的灰岩块体,块体中含有棘皮、腕足、腹足、苔醉虫隐口目、有孔虫和海绵体壁等大量门类众多的化石,与下段灰绿色泥岩中含海燕蛤等成鲜明对照[13]。

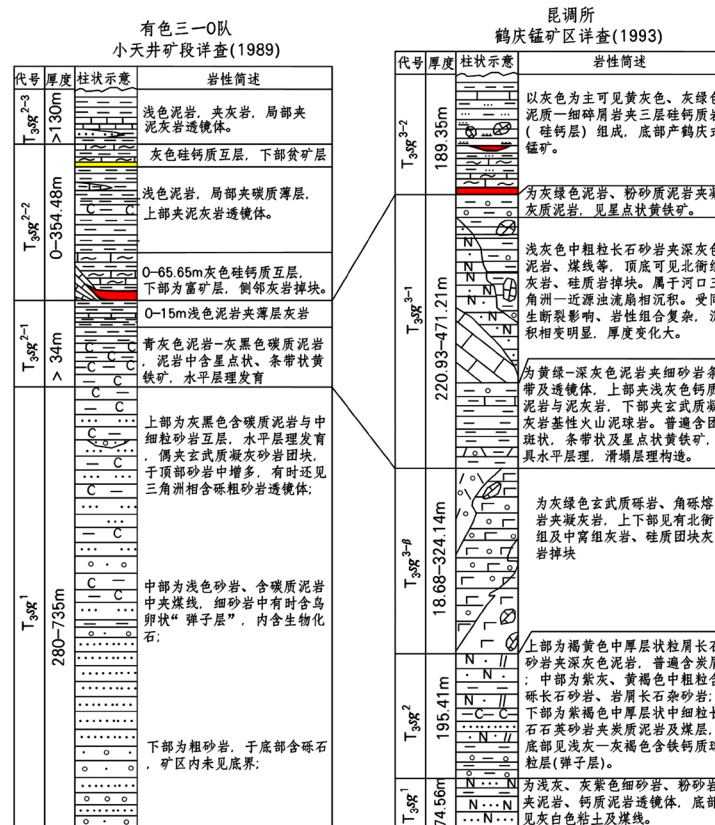


Figure 2. Correlation map of stratigraphic division scheme of Songgui formation in Heqing manganese mining area (Adapted from data [11] [17] [18])

图2. 鹤庆锰矿区松桂组地层划分方案对比图(据资料[11] [17] [18]改编)

3.2. 构造

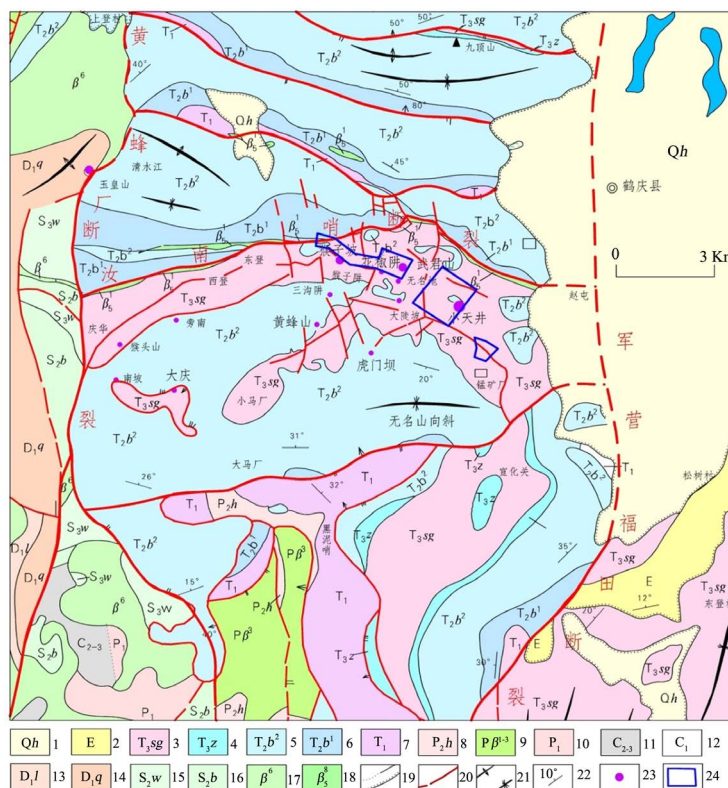
矿区构造复杂以东西向为主, 与东西两侧的南北向, 北东向主体构造相比, 形成了明显的反差。按构造线方向及其与矿体产状间的关系, 可分为近东西走向构造和近南北向的横向构造两组。其中走向构造规模大、活动历史长, 是矿区的一级构造, 断裂褶皱均较发育[17]。区内发育强烈的推覆构造, 经风化侵蚀后形成“飞来峰”。汝南哨断裂呈近东西向横贯全区, 东部向南偏转, 呈 NWW-SEE 走向, 断面倾向 NNE, 倾角 $48^{\circ}\sim 70^{\circ}$, 断裂带宽 $5\sim 150\text{ m}$, 由强片理化玄武岩玄武角砾岩, 构造透镜体化角砾岩化玄武岩, 灰岩泥岩及断层泥糜棱岩等组成。断裂北盘为 T_2b^1 , 南盘为 T_3sg , 为一大型推覆逆掩断层, 具有长期活动特点。同生阶段, 晚三叠世松桂组沉积期, 因东西向断裂组的北盘抬升, 在鹤庆县小天井一带形成一个东西向的次级叠加断陷盆地为锰质提供了重要的沉积场所, 盆地以中三叠统北衙组上段灰岩形成古岛及由古断裂控制的陡崖型碳酸盐岩型海岸。汝南哨断裂亦是鹤庆锰矿带的主要同生断裂和岩浆通道, 矿区含矿地层松桂组形成于受同生断裂控制, 松桂组中普遍发育的沉积混杂岩、浊积成因砂岩、碳酸盐岩及锰层中普遍存在的内碎屑结构及滑塌褶皱、粒序层理等表明松桂组形成于受同生断裂控制的深水环境; 沿断裂带南侧分布的松桂组海底基性火山岩及沿断裂充填的印支期基性次火山岩体, 表明汝南哨断裂也是诺利期鹤庆成锰盆地内主要的岩浆活动通道。沉积成岩期后, 尤其是喜马拉雅旋回中复活的汝南哨断裂及其次级构造又是鹤庆锰矿区主要的破矿构造。汝南哨断裂及其北部迭瓦状东西向断裂在喜马拉雅构造旋回中大规模由北向南推覆 - 逆掩, 伴随推覆逆掩作用, 在推覆带南侧松桂组软弱岩层产生了强烈褶皱, 形成一系列与推覆断裂带平行的近东西向倒转 - 对称褶皱, 造成含矿地层在鹤庆矿区内多次褶皱重复, 同时也扩大了南部找矿空间(图 3)。小天井矿段矿体主要分布于小天井向斜轴部附近, 向斜轴长约 700 m , 宽约 500 m , 系短轴向斜。其轴部总体走向北西 60° 与矿区北面近东西向的汝南哨断层线大体上一致, 向斜南西端在露天采场以东约 600 m 倾没。

3.3. 岩浆岩

矿区出露岩浆岩有早三叠世早期的紫色玄武质砾岩及杏仁状玄武岩、晚三叠世松桂晚期玄武质砾岩、角砾熔岩及次生玄武岩, 燕山期中基性岩脉(细粒安山玢岩 - 辉绿玢岩)、喜山期基性岩脉等。沿汝南哨逆掩断裂带, 呈线状分布的大量玄武质火山碎屑岩, 通过断层泥及断层糜棱岩判断, 其与下伏松桂组地层呈断层接触关系, 玄武岩同位素铷 - 锶等时年龄为 $238 \pm 3\text{ Ma}$ [4] [16] 为安尼期 - 拉丁期。三叠系晚期沿 F24 断裂喷溢的玄武岩按其颜色、结构、构造的差别又可分为两个部分, 即上部紫色、具杏仁状构造的块状玄武岩; 下部见暗(墨)绿色角砾熔岩及块状熔岩[3]。猴子坡 - 武君山 - 小天井出露的玄武岩、球状玄武岩经 K-Ar 法同位素年龄为 $200.2 \pm 2.6\text{ Ma}$ 、 $226.2 \pm 3.4\text{ Ma}$ [17] 与瑞替期和诺利期相对应。喜山期玄武岩多呈脉状分布, 鹤庆 - 甸南处于北东向的丽江 - 鹤庆断裂尾部, 与次一级东西走向滑转换推覆体的交汇部, 喜山期超基性 - 基性喷出(侵入)岩呈脉状充填(侵入)于志留系、三叠系灰岩和砂岩以及二叠系玄武岩地层中。鹤庆县汝南哨和上登村的玄武岩具典型脉状, 由苦橄玄武岩, 橄斑玄武岩以及岩体边部的火山碎屑岩组成[19]。此外, 小天井露天采场 115° 方向平距 60 m 处, 见一条小型煌斑岩脉[11]。

4. 矿床地质特征

鹤庆锰矿区东西长 7 Km , 南北宽 5 Km , 在面积 3 Km^2 范围内, 分布着小天井、武君山、花椒箐、猴子坡四个主要矿段(图 3), 矿床为中型规模。其中东部小天井矿段 I 号矿体和西部猴子坡矿段 VI 号矿体规模较大。矿体赋存于三叠系上统松桂组上段的中亚段(T_3sg^{2-2})底部, 含锰建造主要由一套浅色泥岩夹硅质与钙质泥岩透镜体的互层组成。



1-坡积、洪积、冲积、湖积层, 2-紫色石灰质角砾岩、砂岩、砂质页岩, 3-松桂组灰绿色玄武角砾岩熔、玄武岩、砂泥岩及炭质页岩、煤线, 4-中窝组深灰色灰岩、泥质灰岩、鲕状灰岩, 5-北衙组第二段浅灰色灰岩、白云质灰岩及白云岩, 6-北衙组第一段深灰色泥质灰岩夹粉砂质页岩, 7-紫红色黄绿色玄武质砾岩、凝灰质砂岩、砂岩、粉砂岩夹页岩, 8-黑泥哨组砂岩、页岩、炭质页岩夹煤, 9-玄武岩组: 斜长斑状玄武岩或火山角砾岩, 10-浅灰色块状灰岩夹生物碎屑灰岩, 11-中上统未分, 灰色、浅灰色灰岩, 鲕状灰岩, 12-灰色厚层状灰岩及鲕状灰岩, 底部具有砾质角砾状灰岩, 13-莲花曲组生物碎屑灰岩、灰岩、页岩及粉砂岩, 14-青山组灰岩、生物碎屑灰岩、白云质灰岩、泥质条带灰岩, 15-挖色组: 灰色、黄绿色板状页岩夹板状砂质页岩、砂岩, 16-宾川组灰色条带灰岩、结晶灰岩, 底部白云质灰岩, 17-喜山期: 侵入-喷溢苦橄玄武岩、橄(辉)斑玄武岩、玄武岩, 18-苦橄、橄斑玄武岩、玄武岩, 印支期次玄武岩, 19-实测、推测正常岩层接触界线/不整合界线, 20-实测、推测断层, 21-岩层产状, 22-背斜/向斜, 23-锰矿点, 24-采矿权范围。

Figure 3. Regional geological map of Heqing Manganese mine

图 3. 鹤庆锰矿区域地质图

小天井 I 号矿体呈层状、似层状产出, 主要产于灰岩与泥岩的过渡带上, 产状变化与上、下盘围岩褶曲同步。矿体延伸方向大体与小天井向斜轴向一致, 纵向形态大致呈两头高、中间低的舟形, 特别是 14 线以西向上扬起, 仰起角 45° , 矿体倾斜较陡, 因受构造力挤压变形, 横向形态变化较大, 可见矿体在短距离内呈现急剧的膨缩现象。矿体厚 $1.07\text{ m}\sim 26.71\text{ m}$, 平均厚 6.34 m , 品位 $24.60\%\sim 55.39\%$, 平均品位 40.67% , 属高锰低磷低铁型矿石。矿区岩性相变较大, 表现在主矿体上、下盘围岩岩性也有变化, 上盘围岩为硅钙质互层, 局部相变为浅色黄色泥岩、砾灰岩及含碳质泥岩; 下盘围岩以浅色泥岩为主, 也有薄层灰岩及含碳质泥岩, 14~16 线相邻工程岩性往往不能对应相连[3] [11]。矿体顶板围岩的灰岩及泥灰岩沿层面锰背景值较高, 前者 MnO_2 含量约 $2.78\%\sim 4.14\%$, 后者 0.41% 。接近矿体顶板常有 $0.5\sim 1$ 米的锰土, 锰土层纹与围岩产状基本一致。矿体中有时可见灰岩、泥岩及越石条带, 原生层纹清晰[20]。成矿后构造发育, 对矿体有明显的破坏改造作用。

猴子坡 V1 号矿体其赋矿围岩较为复杂, 矿体顶板为灰岩或片理化玄武岩、玄武质砾岩; 底板为长石砂岩或粉砂质泥岩或灰岩, 其中夹有大量 T_2b^2 灰岩掉块。总体走向 125° , 倾向 NE, 倾角 $40^\circ\sim 70^\circ$, 矿体的形态较为复杂, 有长透镜状、扁豆荚状, 因受后期构造影响, 局部产状较零乱, 厚度 $0.3\text{ m}\sim 15.0\text{ m}$

不等。属高锰低磷低铁型及中锰高铁型矿石[21]。品位 3.44%~39.14%，平均 21.79%。矿体产状与围岩一致，41 线以东含矿地层为 NW 走向，矿体倾向 0°~56°，41 线以西含矿地层为走向由 NW 向 NE 变化，矿体倾向为 335°~30°，33~45 线为矿体的较为厚大部分，而向两侧变窄、变薄。43 线矿体产于断层破碎带中，倾角 70°~85°，其产状依从破碎带产状，与上下盘地层不协调。

矿床矿石自然类型划分为氧化锰矿石和碳酸锰矿石。氧化锰矿石可分为次生氧化锰矿石和原生氧化锰矿石。矿区以原生矿为主，次生氧化矿仅在地表浅部及断裂破碎带中。矿石矿物主要有：菱锰矿、硬锰矿、软锰矿(β 、 γ 、 ρ 型)、钙硬锰矿、沼锰矿、恩苏塔矿、黑锰矿、钠水锰矿、钡镁锰矿、蜡硅锰矿等，其中以菱锰矿和软锰矿为主。脉石矿物主要为方解石、石英、海绿石、蛇纹石、蒙脱石、伊利石、高岭土等。地表氧化矿石中含有少量褐铁矿和赤铁矿，至深部消失[4] [22]。矿石结构有它形晶粒状结构、斑状集晶结构、自形及半自形粒状结构、胶状结构、细晶混溶结构、脉状纤维状晶体聚集结构等。矿石构造以致密块状为主，可见层状及纹层状构造，有时可见红白相间的条带状矿石，条带状矿石中镜下可见多种藻类化石；局部见菱锰矿胶结灰白色钙质角砾而成的角砾状矿石[3] [18]。

5. 沉积构造演化及矿床成因

5.1. 岩相古地理背景

三叠纪特提斯海东段海域辽阔，处在冈瓦纳古陆和欧亚古陆之间，呈东西向分布的深海盆地，于川西、青南及藏东广大地区沉积了巨厚的以复理石为主的沉积物。盐源 - 丽江盆地古地理位置属特提斯海东段的南部，东濒康滇古陆，西临金沙江古陆南段之点苍山古陆，北濒临特提斯海东段的巴颜喀拉海盆(雅江海盆)与义敦浅海区相连通，形成南部被古陆环绕，北部面临广海的海湾环境。三叠纪盆地内经历了两次大规模的海侵，海侵方向主要来自北方。第一次海侵发生在早、中三叠世。第二次海侵发生于晚三叠世，持续到晚三叠世晚期。随着大规模的海退，周围古陆快速上升，进入海陆交互的环境(以三角洲环境为主)，并逐步结束了盆地的海相沉积史[3]。海西 - 印支期沉积盆地经过了初裂、强裂、逆转和余裂，最后走向消亡的全过程。古特提斯构造域两次余裂发生在逆转之后的汇聚型盆地背景，第一次余裂即拉丁期发生的断陷拉张，余裂中心也就是锰矿的沉积中心，剑川 - 鹤庆一带分布有拉丁阶层位中的由含锰灰岩表生改造形成的锰矿点群，其矿胚层(T_2b^2)形成构造背景应与第一次余裂机制有关。第二次余裂的中心有向地台外侧迁移的趋势，锰沉积中心位于以剑川为交汇点的三义盆地中。三义盆地西支由剑川沿金沙江断裂伸向德钦，以维西使别地锰矿点为代表，为典型的火山岛弧盆系背景；南支沿澜沧江断裂插向临沧地块东侧的云县东部至景洪一带，以丙状锰矿为代表，盆地性质与西支相似，是由“火山期后高温热液”沉积所形成；东支(丽江盆地)由剑川沿呈 NE 走向的丽江断裂插入扬子地台内部，以诺利期的鹤庆式锰矿床为代表[8]。

鹤庆含锰盆地规模不大，形成于盐源 - 丽江陆缘拗陷之丽江拗陷之内，在早、中三叠世第一次海侵丽江拗陷呈南北向展布，沉积物的厚度保持由南往北递增的特点。拉丁期相邻的宁江 - 永胜隆起带强烈的上升，造成鹤庆以南地区大幅度的上升停止沉积，并遭受不同程度的剥蚀。第二次海侵始于卡尼克期，海岸线向南迁移，而沉降中心向北偏移到玉龙雪山以北地区。在鹤庆至洱源一带，沉积等厚线发生近东西向的圈闭，揭示发生在南北向沉降带上局部的叠加异向小拗陷。诺利期丽江拗陷的南北向沉降中心往东迁到永胜，沉积厚度逾 100 m，而在鹤庆地区近东西向叠加小拗陷发生剧烈的拉张下陷最终形成鹤庆含锰盆地[23]。

5.2. 东西向的叠加盆地

区域上鹤庆位于盐源 - 丽江三叠纪盆地的西缘，诺利期盐源 - 丽江盆地沉积相为后滨 - 前滨滨岸砂

(砾)脊 - 泥滩 - 岸后沼泽, 但鹤庆含锰盆地从盆地构造和沉积相上与区域上有很大的不同[4] [15]。它是晚三叠世诺利期在滇西北整体海退造陆的大格局下发生的一种异化环境下的产物。该套岩石组合属于深水暗色灰泥台沟相。矿床产出于晚三叠世卡尼克 - 诺利期剧烈下陷的一个台沟环境, 它的生成与西缘台褶带卡尼克 - 诺利中期区域性南北向玉龙雪山西坡深大断裂的右行走滑拉张活动有直接的关系。晚三叠世诺利早 - 中期, 西侧槽区拗陷达到最剧烈阶段, 西缘断裂带走滑分量也达到最大值, 由此导致鹤庆盆地发生剧烈拉张下陷而最终形成鹤庆锰矿走滑拉张盆地[4] [12] [23]。该台沟盆地两侧边界皆一致地受古同生正断层系统控制, 从深度上北侧的切割地壳较深, 直至玄武岩浆喷溢, 南侧的切割较浅只切穿盆地基底的上部, 北侧的断裂系统对盆地的生成起着主导作用[16]。在近南北向区域拗陷背景上形成的近东西向的异向叠加次级洼地, 有利于摆脱区域上诺利期后滨 - 前滨滨岸砂(砾)脊 - 泥滩 - 岸后沼泽环境, 成为滨岸沼泽环境而聚集锰矿质[4] [12] [14] [23]。鹤庆锰矿主矿层微相层序中的岩性组合、沉积构造标志、古生物面貌、矿床地球化学特征都反映出海相深水盆地的特征。说明晚三叠世松桂组形成时期, 鹤庆锰矿区处于被动大陆边缘的拉张裂谷活动形成的深水海槽相区[15]。区域古地理研究认为矿区诺利期古地理模式为猴子坡至小天井一带为一近东西向的带状海湾, 海湾西北侧发育有一个短源头三角洲前缘浊积扇, 造成西北高、东南低的海底地势。矿区东南小天井一带为浊积扇下扇区向海湾泻湖的过渡地带。海湾东面开口, 与陆缘浅海盆地(弧后盆地)相遇, 其余三面为岛弧滨岸带所包[13]。

5.3. 同生构造作用

成矿前锰盆地的形成阶段(印支运动第 I 幕晚期)的沉降活动, 汝南峭断裂在北东向边界断裂作用表现为强烈拉张形成东西向断陷海槽, 沿汝南峭断裂大规模的火山喷发作用引发岩崩和海底浊流, 该区接受 T_3sg^1 海相基性火山(碎屑)岩、泥质岩、细碎屑岩夹基性火山碎屑岩及 T_3z 、 T_2b^2 外来岩的“混积层”堆积以及 T_3sg^{2-1} 的泥岩、粉砂质泥岩; 该期活动沿汝南峭断裂有次玄武岩侵入。沿汝南峭断裂大规模的火山喷发作用带入大量的铁锰质, 并推动铁锰质向其它地方迁移, 由于比重的原因, 锰质迁移较远, 铁质迁移较近, 离汝南峭断裂较近的猴子坡 - 武君山矿段含铁相对较高, 并局部形成铁矿体, 小天井矿段远离汝南峭断裂从东至西铁含量也逐渐升高。锰沉积阶段(印支运动第 I 幕末期), 东西向汝南峭断裂继承前期张性活动, 裂隙槽持续缓慢下降, 同时区域上逐渐抬升的大地构造作用下, 海槽逐渐闭合隔断了海盆与外海的联系, 铁锰质浓度增大, 在弱氧化弱还原碱性环境下, 锰与其它元素分异, 在生物作用下发生沉积作用沉积的锰软泥从边缘向盆地中心流动。鹤庆锰矿均分布在汝南峭断裂的南边[17]。 T_3sg^{2-2} 中见北衙组灰岩镶入块体和夹层中薄层灰岩及所夹硅质条带的准同生揉皱变形, 标志着当时海底地形坡度较陡[13]。

5.4. 沉积相带

在诺利期西部板块沿该边界向扬子陆块的俯冲已进入中晚期, 扬子陆块不断扩大, 海水有逐渐退出的趋势, 形成了矿区外围靠古陆一侧广泛出露的“松桂煤系”地层。但矿区靠近活动边界, 次级断裂的活动仍十分频繁, 汝南峭断裂直接对本区海湾的近东西向展布起控制作用, 它的多阶段活动制约了沉积相的发育和分带[13]。于苏俊 2004 依据岩性和相标志综合分析, 矿区松桂组下段(T_3sg^1)为一套陡坡型三角洲建造, 时间上属于台沟形成的早期, 划为斜坡亚相。松桂组上段下亚段(T_3sg^{2-1})为一套黑色碳质泥岩(含草莓状黄铁矿), 其与划归松桂组上段中亚段(T_3sg^{2-2})底部的锰矿层及其直接顶板薄层硅质岩和硅钙质岩一道, 代表处于波基面以下较深水、较封闭、较安静的环境, 划为沟底亚相。松桂组上段上亚段(T_3sg^{2-3})由青灰色钙质泥岩, 薄到中厚层泥岩与薄层灰岩互层组成, 配合其它相标志, 表明为深水沉积之后的海退系列, 已基本上与区域上的滨岸沼泽相趋于一致, 该段岩石组合划为台沟上部亚相。该盆地的发育史为: 稍早活动的北缘古同生正断层系统导致盆地北部洼陷, 堆积了巨厚的玄武质火山碎屑岩及黑色泥岩。

此时南部水尚浅,发育一套陡坡型三角洲浅水沉积组合。之后,盆地南缘同生断裂活动加剧,沉降中心迁向南部,原浅水沉积组合没于深水之下,被黑色泥岩、矿体和硅质岩深水沉积组合超覆而缺失过渡相。锰矿形成于沟底亚相与上部亚相带之间,反映其为在台沟盆地发育基本定型后,海进与海退之交替阶段所形成。沉降中心的迁移对成矿有积极的控制作用,在盆地南缘形成的次级新凹陷较远离火山口,环境处于由还原(黑色泥岩)向氧化过渡[23]。

锰结核是早期成岩变化的重要特征之一,本区泥质岩中的锰结核(或饼状体),外形呈球形、椭球状及不规则状,内部无层圈构造,成分为软锰矿掺有粉砂或泥质。直径由数毫米至20厘米不等。含锰结核的岩石多为灰绿、灰黑色粉砂质泥岩。锰结核在靠近矿体顶底板或近矿体的浅水地带尖端密集,如矿区西部的无名地、武君山、猴子箐、猴子坡等地。向深水地带小天井以东地带,锰结核常为条带锰矿饼状锰质体所代替[13]。根据主要矿物赋存位置将小天井矿段矿体分为硬锰矿-软锰矿带、水锰矿-菱锰矿带、黑锰矿-菱锰矿带。矿物生成顺序为:第一阶段,17线以西为硬锰矿-软锰矿、10~15线为水锰矿-菱锰矿、7~8线为菱锰矿。第二阶段,10~15线为水锰矿、7~8线为黑锰矿。第三阶段,软锰矿、黑锰铁矿、17线以西则为恩苏塔矿[14]。

5.5. 矿床成因探讨

前人对矿床成因的认识主要有:(1)海相沉积型矿床[5][10][18][20][21];(2)沉积-改造型矿床[4][24]。(3)火山热液-沉积型矿床[15][25];(4)火山热水-沉积型矿床[8][13][16][23]。不同阶段的深入研究,反映了不同时期的认识和看法。

5.5.1. 成矿作用特征标志

1) 王宏伟等(2013)通过在野外剖面测量及大量全岩样品以及光薄片镜下分析,对矿区含锰岩系微量和稀土元素进行分析和研究,包括Co/Ni、Sr/Ba、Th/U、 δCe 、 δEu 等值的计算和分析,认为锰矿层物源主要是陆源的,含锰岩系样品Co/Ni比值大多在0.11~0.71之间,是典型的沉积型特征[5]。

2) 硅质岩是常见的水热沉积岩,多分布于喷流沉积系统的中、外带,与矿体紧密共生,作为纹层状矿体的直接围岩。与火山喷流沉积相关的蚀变常见绿泥石、绿帘石、莓球状黄铁矿。通常热水喷流沉积的碳酸盐岩富含Sr、Ba、B[26]。矿区含矿岩系伴生的硅质岩和锰矿层中层状燧石结核是热水溶液形成的特征产物[8];矿石中可见穿插有绿泥石细脉[13]。王宏伟2013采集的灰岩样品显示有较高的Sr、Ba含量,其中2490H-01号含锰灰岩样品Sr: 3520×10^{-6} 、Ba: 228×10^{-6} [5];显示矿区含矿岩系具有热水沉积岩特征。运用氧同位素反演碳酸盐沉积的古海水温度,其中44件样品反演的古温度均值为 56.1°C [27]。

3) 于苏俊(2004)通过菱锰矿的碳、氧同位素的特征揭示了菱锰矿层物源的多来源及成矿的多阶段,菱锰矿分子有深源的碳参加,并且成矿过程经历了生物吸收这个环节。通过稀土元素地球化学特征研究矿区锰矿石与硅质岩的稀土配分分布型式基本相似,且都呈现Ce与Eu的负异常及Yb的正异常,表明锰矿与硅质岩为同源产物。矿区菱锰矿Sm/Nd = 0.2(平均值),同样作为矿体围岩的泥岩具明显Eu负异常及Sm/Nd = 0.20,均反映为一种热液沉积岩类型。结合矿区玄武岩与菱锰矿的La/Sm、Eu/ ΣREE 特征,认为菱锰矿石的锰不是由玄武岩浆活动直接提供,成矿经由以玄武岩浆活动为代表的地热系统对盆地基底矿源层中锰质的萃取、生物吸收以热水喷流形式进入盆地的矿质而形成热水沉积矿床。本区诺利期玄武岩稀土曲线为右倾型, ΣREE 平均值151.58,La/Yb值14.297,Sm/Nd平均值0.21,与大陆拉斑玄武岩接近,显示为同生期大陆拉斑玄武岩特征[23]。

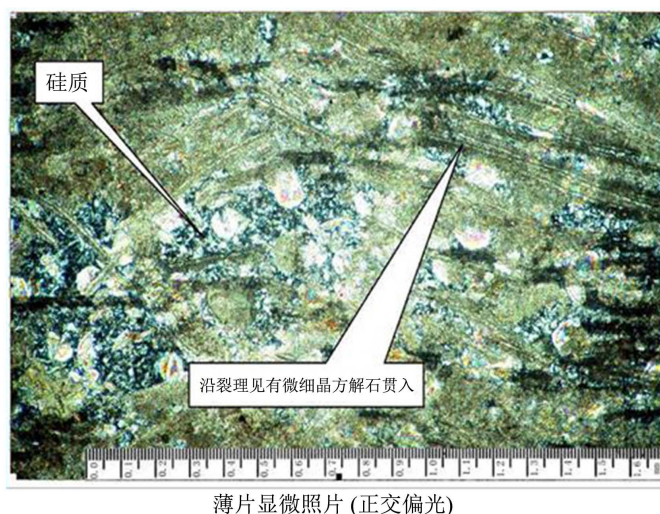
4) 矿区较纯的高级氧化锰矿石的氧化期应该有水下进行的较快速的前期氧化和离水以后进行的较慢的后期氧化两个阶段[5]。含锰岩系和菱锰矿中均有鲕粒结构,说明氧化锰是在氧化条件下的胶体沉积;碳酸锰是在还原介质中的胶体沉积;当氧化锰与碳酸锰交替互层产出,则是氧化与还原条件下的胶体沉

积[20]。综合灰岩和矿石样品研究认为鹤庆锰矿形成于浅海局限环境,介质性质由酸性向碱性、由还原性向氧化性转变的过渡带是矿物就位的主要空间,同位素研究认为可能有生物成因的甲烷参与成矿[14]。

5) 矿床经历了沉积和成岩两个主要阶段,沉积阶段锰的集中只是初步的,形成工业锰矿床的关键是海底成岩环境中锰的演化过程。锰结核在矿层中的出现就是这种成岩变化的重要标志。矿层顶板灰岩中硅质条带的具交代成因。在这种条带中发现有硅化了的创孔海百合茎化石,说明这种条带在沉积时应为钙质成分,后来被硅化,硅化作用发生在早期成岩阶段或准同生阶段[13]。

6) 研究发现中国一些优质锰矿属复成矿床,它们都是地洼成矿作用的产物[28]。蜡硅锰矿主要产于鹤庆锰矿小天井号矿体内,是沉积锰矿床中接触变质或区域变质的产物[22]。通过对锰矿床物质成分、锰矿物系列及其演变的研究,表明鹤庆锰矿的成因是经历了沉积成岩作用、多元变质作用、表生氧化作用,多阶段富集而成的沉积变质锰矿床。变质作用使贫矿贫上加富,本矿床变质因素可能是构造动力作用,带来能量与热源、岩石破碎,为交代作用创造有利的空间与通道。从猴子坡到小天井各矿段的矿体断续分布,沿走向比较稳定,但其厚度、宽度膨缩现象明显。菱锰矿在变质过程中常常变成黑锰矿,而在表生氧化阶段多变成钙锰矿。变质作用阶段,菱锰矿、含锰方解石及其他含锰物质在变质过程中重新形成菱锰矿、黑锰矿、锰铁矿、方锰矿、粒硅锰矿等新的共生组合,并由于黑锰矿含量的增多,构成本区最富的矿石。黑锰矿是鹤庆原生富锰矿石的主要矿物成分,与其共生的矿物有锰铁矿、方锰矿、含锌锰矿、粒硅锰矿及大量的菱锰矿,是一套比较标准的变质锰矿床的矿物组合[24]。矿区围岩蚀变主要类型有方解石化、白云石化、褐铁矿化、黄铁矿化等围岩蚀变[29]。岩、矿石中可见后期方解石沿裂隙贯入(图4、图5)。表生作用阶段,伴随地壳抬升与区域上的海退,早期埋藏于深处的菱锰矿逐步上升至浅表环境,并在这里接受不同程度的氧化,部分矿物转变为较纯的黑锰矿和水锰矿,其品位进一步升高[30]。

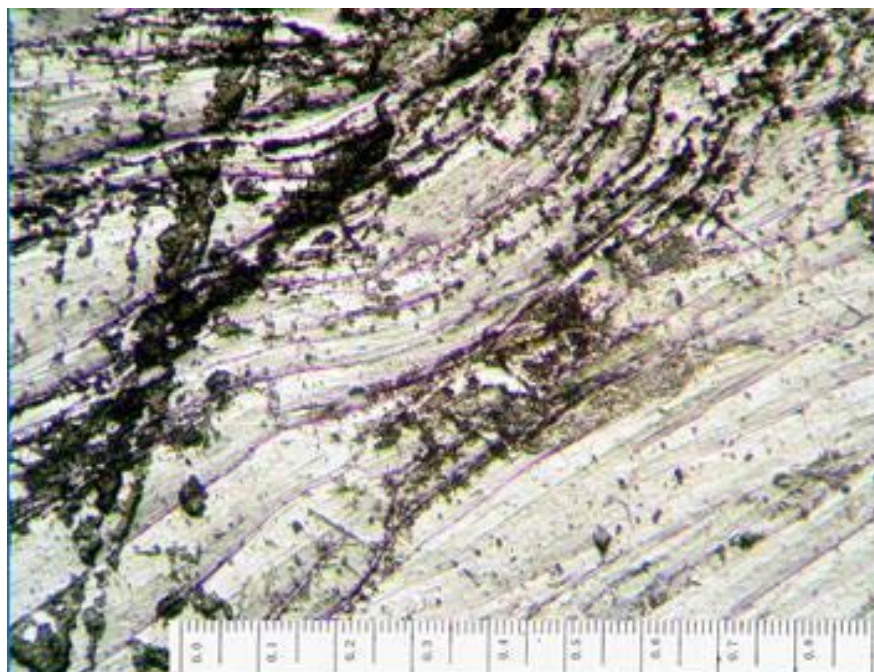
综上所述,矿床的为诺利期形成的火山热水-沉积型矿床锰矿床,在后期地质演化中经过构造动力变质作用(热液迭加改造),外加一定程度的风化富集从而形成鹤庆式优质富锰矿床。主要成矿地质体为诺利期沉积盆地和边缘同生断裂。成矿结构面有岩性界面和同生构造面两种类型,岩性界面主要为硅质岩等热水喷流沉积岩与下伏碳酸盐岩或碎屑岩的界面(小天井),猴子坡矿段还伴有沿F24同生断层断裂构造成矿界面,猴子坡I号矿体43线矿体产于断层破碎带中,倾角 $70^{\circ}\sim 85^{\circ}$,其产状依从破碎带产状。



资料来源: 昆明理工大学——温兴平教授 2012。

Figure 4. In the later period, the rock was subjected to a set of shearing forces to produce directional cracks, and fine-crystalline calcite and siliceous penetration were seen along the crack

图 4. 岩石后期受到一组剪切力作用产生定向裂理, 沿裂理见有微细晶方解石及硅质贯入



资料来源：昆明理工大学——温兴平教授 2012。

Figure 5. The pyrolusite is distributed in the shape of leaves, and it can be seen that the calcite penetrates along the cracks in the later period

图 5. 软锰矿呈叶片状定向分布，可见后期方解石沿裂隙贯入

5.5.2. 成矿机理

锰质来源于海西期玄武岩和中三统北衙组中的含锰灰岩或贫矿石，通过热水循环主要带来下伏地层北衙组中的锰[13]。区域性深大断裂、玄武岩浆活动、矿源层三者的有效时空组合是形成扬子地块西缘卡尼克 - 诺利期优质富锰矿的控制因素[23]。在盐源 - 丽江拗陷背景下形成的异向叠加次级洼地内，汝南峭断裂直接对本区海湾的近东西向展布起控制作用，它的多阶段活动制约了沉积相的发育和分带。陆源来源和热水循环带来的深部物源的 Mn^{2+} ，随着富氧、碱性、动能大的海水，在强水动力条件下(风暴流、浊流、海流、潮汐等)形成颗粒流，进入比较宁静的、动能小的局限凹地，在氧化环境中 Mn^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 SiO_2 胶体化学沉积分异，分别形成锰矿体及硅质、钙质层。鹤庆式优质富锰矿经历了多阶段的成矿过程，早在拉丁期，锰质已通过正常的沉积作用相对富集于广海相的碳酸盐岩层(T_2b)中形成了锰矿矿胚层，然后于卡尼克 - 诺利期，在后续的热源条件下被萃取，再经过生物富集作用最终成矿[4] [23]。

6. 鹤庆地区新生代推覆对矿床的改造与破坏

川滇菱形断块内广为发育的壳内低速层在剑川 - 鹤庆一带缺失，导致上、下地壳层间滑动在这里受阻，导致构造应力在受阻断块前缘产生高度集中，早第三纪主压应力东西向应力场作用下形成的南北向推覆构造，中新世中晚期主压应力为近南北向应力场作用下形成的东西向推覆构造[31]。

1) 南北向推覆构造

古新世 - 始新世印度板块与欧亚板块碰撞，盐源 - 丽江构造带内丽江推覆体变质变形的高潮在中 - 晚始新世，山体的强烈隆升则发生在中新世，并成矿作用与之相伴[1]。在鹤庆盆地西侧的马场东山及鹤庆东侧的石宝山南北向逆掩推覆构造发育，形成一系列飞来峰和构造窗，属丽江推覆体的一部分。鹤庆盆地西侧马场东山飞来峰分布于鹤庆西马场东山及大庆村等地，平面上构成一个较大的封闭顶盖，东西长约 14 km，南北宽 10 km。断层线弯曲，受地形控制明显。断层面西倾，倾角 $15^\circ \sim 20^\circ$ ，中三叠统

北衙组灰岩推覆于上三叠统煤系地层之上, 下伏煤系地层受牵引而褶皱。鹤庆盆地西缘小天井矿区以东二台坡一带出露近南北向西倾的铲状逆掩断层[31]。含锰盆地南侧即大马厂以南见黑泥哨组和下三叠统被向东推覆于北衙组和中窝组之上, 构造窗内出露北衙组。区内南北向逆冲-推覆构造属浅层内的逆冲-推覆, 受断层活动影响的仅是中生界及古生界[32]。

地震层析成像揭示出滇西特提斯造山带之下存在相对高速的俯冲板片, 从哀牢山-红河走滑断裂向西下倾达 250 km 深度, 研究表明是古特提斯闭合后扬子地块向西俯冲板片的一部分, 始于 60~50 Ma 的印度大陆和欧亚大陆的碰撞触发地幔热扰动, 使软流层上涌, 俯冲的扬子陆块有可能被断离, 并导致新生代的岩浆活动[33]。鹤庆锰矿盆地以南产出有北衙特大型金矿床, 位于松桂复式向斜之北衙向斜的核部, 成岩成矿受北衙向斜构造及近南北向的以马鞍山断裂为主的断裂构造和东西向(隐伏)断裂构造联合控制, 获得隐伏二长花岗斑岩体形成于 35.4 ± 0.5 Ma, 属扬子西缘青藏高原主碰撞向晚碰撞过渡阶段(40~26 Ma)挤压转换应力背景下形成的富碱斑岩体[34]。位于盐源-丽江构造带之永胜推覆体内的永胜宝坪浅源热液改造型铜矿床亦形成本期造山活动, 受控于程海逆冲断裂上盘发育的滑覆构造, 成矿作用的发生及滑覆构造的形成与整个盐源-丽江构造带于喜马拉雅早中期陆内褶皱造山同时发生, 与深部构造岩浆带联通的后部张性断裂带为导矿构造。通过反映构造或成矿的石英 ESR 年龄获得代表断裂变形时代, 在 36.2~19.3 Ma 之间, 与 Lacassin 等(1996)于虎跳峡获得的区域变形变质年代(35.9 ± 3.5) Ma 一致[35]。显示盐源-丽江构造带内新生代具有强烈构造岩浆热液活动、动力变质作用及成矿作用。东西向应力场使鹤庆锰矿盆地发生一定程度的挤压褶皱, 引起小天井 I 号矿体沿走向方向在 14 线以西向上扬起, 仰起 45° , 矿体倾斜较陡。同时形成与深部构造岩浆带联通的张性断裂带, 对诺利期沉积锰矿床产生热液迭加改造, 变质形成优质锰矿。

2) 东西向推覆构造

晚渐新世以来, 印度板块继续发生 NNE 向推挤, 同时太平洋俯冲使扬子陆块向西推进, 导致三江地区各微地块发生顺时针旋转与南东向逃逸, 形成了大规模 NNW 向断裂走滑[36]。云南的前震旦纪地史阶段是结晶基底及褶皱基底的形成阶段, 从全球特提斯海域及分布于其间的古陆核看, 结晶基底和褶皱基底中的基底构造线是以(近)东西向为主的[37]。滇西北地区存在着一系列近于平行的(近)东西向隐伏构造带。它是在基底及深部古构造基础上, 主要于喜马拉雅期特殊的地质条件下重新活动的产物[38]。与走滑背景相伴的南北向推覆, 在鹤庆地区有一组近东-西向断层存在, 且第三纪盆地沿近东-西向展布。在兰坪盆地内也有一系列东-西向排列的构造的存在。该区带上, 构造、盆地、岩体及矿床等分布均延宽约 30~40 km 的纬向展布。该带与重力影像解译图上判读的 26.5° 带即兰坪-鹤庆-攀枝花隐伏构造带相对应[39]。鹤庆锰矿盆地北缘汝南哨断裂以及其北部迭瓦状东西向断裂在喜马拉雅构造旋回中大规模由北向南推覆-逆掩, 在推覆带南侧松桂组软弱岩层产生了强烈褶皱, 形成一系列与推覆断裂带平行的近东西向的褶皱, 造成含矿地层在鹤庆矿区内多次褶皱重复。现地表出露的汝南哨逆掩断层已使原古生代正断层面发生了反转, 并通过由北向南的位移而掩盖了原中生代断裂的相带, 同时也掩盖了盆地北部的大面积区域[23]。

近南北向应力场作用下形成的东西向推覆构造对沉积锰矿床再次改造与破坏, 受构造力挤压变形, 横向形态变化较大, 可见矿体在短距离内呈现急剧的膨缩现象(图 6)。伴随挤压褶皱, 并在后期的风化剥蚀中, 背斜成谷, 向斜成山。背斜部位的矿体被破坏剥蚀, 东西向的三沟箐-小天井南断裂就处于背斜剥蚀, 并在大陡坡一带可见矿层顶板硅质岩。在“飞来峰”之下的松桂组地层保存较好, 如小天井矿段。有“飞来峰”的地段, 大多有松桂组第二段第二亚段(T_3sg^{2-2})灰岩出现, 且灰岩夹层越厚大, 矿体的规模相应亦大[40]。“飞来峰”以外的地段松桂组地层受不同程度的剥蚀而保存不全。

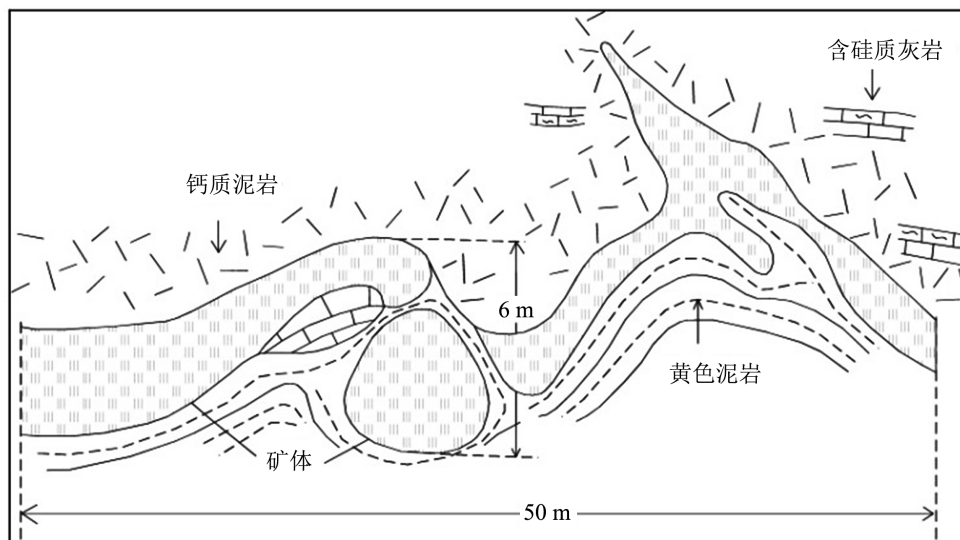


Figure 6. Sketch map of orebody shape change in open slope near Xiaomingjing No. 2 Line (Source: Team 310, Yunnan Bureau of nonferrous geology)

图 6. 小天井 2 号线附近露天采场矿体形态变化素描图(资料来源: 云南有色地质局三一〇队)

7. 找矿模型与外围找矿方向

7.1. 找矿标志

(1) 同生构造带内含锰盆地松桂组火山硅质 - 碳酸盐复理石建造, 松桂组上段中亚段(T_3sg^{2-2})的浅色岩层是含矿层位。

(2) 硅钙质互层与成矿关系密切。矿体(层)即赋存在它的底部, 此层的分异程度大体说明沉积条件的稳定性。由于此层风化易碎, 地表显褐红色, 局部有矿化现象, 可以根据分异程度及矿化强弱初步断含矿性。

(3) 松桂组上段浅色岩层内的锰线、锰矿石转块、矿化露头, 属直接找矿标志。

(4) 本区含矿层在灰白色中厚层状中 - 粗粒长石石英杂砂岩(T_3sg^{1-2})上部浅色岩层中, 可以作为含矿层被剥蚀的标志。

7.2. 找矿模型

次级叠加含锰盆地 + 含矿岩系(T_3sg^{2-2}) + 褶皱构造(向斜) + 飞来峰盖层。

7.3. 技术方法组合

远景区内先期投入 RT (电法 CT) 扫面, 然后针对有矿体显示的部位, 用稀疏网度钻探查证。

7.4. 找矿方向

结合以往矿床勘查资料的综合分析, 以找矿模型为指导, 小天井以南黄峰山 - 虎门坝一带, 尤其是无名山向斜轴部“ T_2b 飞来峰”之下松桂组地层可作为矿区(采矿权)外围重要找矿远景区(图 3)。黄峰山 - 虎门坝一带即是诺利期深水沉积区, 又是中一晚始新世东西向挤压形成的向形区, 还是晚渐新世南北向推覆形成的向斜构造区。山西省第三地质工程勘察院于 2018 年在矿区西部大庆施工了查证孔钻, 并在松桂组地层中揭露到铁锰矿化层(图 7、图 8)。进一步预示了大庆 - 小马厂 - 无名山一带“飞来峰”之下还存在找矿空间。



Figure 7. The roof of Fe-Mn mineralization layer is mudstone and Marl Rock (Data Source: The Third Institute of Geological Engineering Investigation of Shanxi Province)

图 7. 铁锰矿化层顶板为泥岩、泥灰岩(资料来源: 山西省第三地质工程勘察院)



Figure 8. The bottom of Fe-Mn mineralization layer is mudstone (data source: The Third Institute of Geological Engineering Investigation of Shanxi Province)

图 8. 铁锰矿化层底板为泥岩(资料来源: 山西省第三地质工程勘察院)

8. 结论

1) 矿床的为诺利期形成的火山热水 - 沉积型矿床锰矿床, 在后期地质演化中经过构造动力变质作用(热液迭加改造), 外加一定程度的风化富集从而形成鹤庆式优质富锰矿床。

2) 盐源 - 丽江构造带内新生代具有强烈构造岩浆热液活动、动力变质作用及成矿作用。新生代推覆构造形成与深部构造岩浆带联通的后部张性断裂带, 对矿床具有重要改造作用, 使诺利期沉积锰矿床进一步变质形成优质锰矿。推覆挤压褶皱构造一方面改变地貌(经后期剥蚀背斜成谷向斜成山)对矿床产生破坏, 一方面推覆形成大量飞峰对矿床的保存起重要作用。

3) 找矿模型为: 次级叠加诺利期含锰盆地 + 含矿岩系(T_3sg^{2-2}) + 褶皱构造(向斜) + 飞来峰盖层。

4) 黄峰山 - 虎门坝 - 无名山一带即是诺利期深水沉积区, 又是中 - 晚始新世东西向挤压形成的向形区, 还是晚渐新世南北向推覆形成的向斜构造区。尤其是无名山向斜轴部“ T_2b 飞来峰”之下松桂组地层可作为矿区(采矿权)外围重要找矿远景区。

致 谢

作者非常感鹤庆锰业公司领导层在资料收集方面给予的大力支持和帮助! 在野外工作中也得益于与技术部同志的交流, 谨表谢忱! 并对给予转载和引用权的文献资料的所有者表示感谢!

参考文献

- [1] 钟康惠, 刘肇昌, 施央, 李凡友, 舒良树. 盐源-丽江构造带是新生代陆内造山带[J]. 地质学报, 2004, 78(1): 36-43.
- [2] 李文昌, 薛迎春, 卢映祥, 薛顺荣, 任治机, 等. 中国斑岩铜矿成矿规律及找矿方向[M]. 北京: 地质出版社, 2014: 1-411.
- [3] 李志群, 梁秋原, 刘文佳, 等. 云南省锰矿成矿规律及资源潜力[M]. 北京: 地质出版社, 2016: 1-160.
- [4] 李志群, 梁秋原, 刘文佳. 云南省鹤庆锰矿的矿床地球化学及其盆地控制[J]. 地球科学进展, 2012, 27(S1): 225-228.
- [5] 王宏伟, 温兴平, 常海亮, 刘灿. 鹤庆锰矿小天井矿区微量元素特征与沉积成矿环境研究[J]. 地质与勘探, 2013, 49(2): 257-264.
- [6] 刘家铎, 张成江, 刘显凡, 等. 扬子地台西南缘成矿规律及找矿方向[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1-198.
- [7] 王登红, 应汉龙, 梁华英, 黄智龙, 骆耀南, 等. 西南三江地区新生代大陆动力学过程与规模成矿[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 1-208.
- [8] 刘红军. 扬子地块西缘古特提斯盆地演化与含锰建造盆控特征[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 105-113.
- [9] 王宏伟, 常海亮. 鹤庆锰矿小天井矿区元素地球化学特征[J]. 矿物学报, 2011, 31(S1): 299-300.
- [10] 杨兴裕. 滇西鹤庆锰矿床成因探讨[J]. 地质与勘探, 1989(8): 23-27.
- [11] 彭张翔. 鹤庆锰矿地质特征及成矿规律的探讨[J]. 中国锰业, 1989(5): 4-9.
- [12] 刘文佳, 李志群, 梁秋原, 陈明伟, 邹云达. 云南省鹤庆县小天井锰矿的地质特征及盆地控制[J]. 地球学报, 2013, 34(z1): 151-156.
- [13] 刘红军. 滇西鹤庆锰矿沉积——成岩环境分析及成矿模式探讨[J]. 地质与勘探, 1987, 23(7): 1-7.
- [14] 常海亮, 温兴平, 任涛, 王宏伟, 刘灿. 云南鹤庆锰矿沉积环境研究[J]. 现代地质, 2013, 27(3): 603-610.
- [15] 刘仁福, 魏振环, 樊秉鸿. 云南鹤庆锰矿的成矿条件及成矿远景[J]. 矿产与地质, 2000, 14(3): 170-171.
- [16] 于苏俊, 杨立中, 刘丹. 云南鹤庆锰矿控矿因素初步分析[J]. 矿物岩石, 2000, 20(1): 30-37.
- [17] 冶金工业部西南地质勘查局昆明地质调查所. 云南省鹤庆锰矿县详查地质报告[R]. 昆明: 冶金工业部西南地质勘查局昆明地质调查所, 1993: 1-118.
- [18] 彭张翔. 鹤庆锰矿地质特征及成因探讨[J]. 地质与勘探, 1986, 22(8): 1-5.
- [19] 钱祥贵. 滇西剑川-马登、鹤庆-甸南新生代火山岩岩石学特征及成因初探[J]. 云南地质, 1997, 18(4): 413-424.
- [20] 杨兴裕. 滇西鹤庆县小天井锰矿床特征及成因的初步探讨[J]. 沉积学报, 1985, 3(3): 105-114.
- [21] 赵天蓝. 云南鹤庆锰矿物质组成及矿物分布特征[J]. 中国锰业, 1988(3): 1-5.
- [22] 赵天蓝. 云南鹤庆蜡硅锰矿的矿物学特征[J]. 矿物岩石, 1992, 12(3): 13-16.
- [23] 于苏俊. 云南鹤庆式锰矿成因研究[J]. 中国矿业大学学报, 2004, 33(1): 109-114.
- [24] 杨玉春. 鹤庆锰矿床成因浅析[J]. 地质与勘探, 1990(8): 20-23.
- [25] 王大福. 云南鹤庆锰矿床地质特征及成矿预测[J]. 中南冶金地质, 1991(1): 39-45.
- [26] 叶天竺, 吕志成, 庞振山, 张德会, 刘士毅, 王全明, 等. 勘查区找矿预测理论与方法(总论) [M]. 北京: 地质出版社, 2014: 1-703.

- [27] 王宏伟, 温兴平, 常海亮, 刘灿, 李林强. 云南鹤庆锰矿碳氧同位素特征分析[J]. 现代地质, 2013, 27(3): 612-620.
- [28] 何知礼. 从地洼成矿作用看中国某些优质锰矿的成因与远景[J]. 大地构造与成矿学, 1990, 14(3): 203-210.
- [29] 刘文佳. 云南鹤庆小天井锰矿地质特征及找矿标志研究[D]: [硕士学位论文]. 北京: 中国地质大学, 2018: 1-52.
- [30] 常海亮, 温兴平, 王宏伟, 董莉莉, 刘灿. 云南鹤庆锰矿高品位矿石成因的研究[J]. 河南科学, 2013, 31(7): 1061-1064.
- [31] 王运生, 王士天. 云南剑川-鹤庆一带新生代推覆构造成因机制分析[J]. 成都理工学院学报, 2000, 27(2): 162-165.
- [32] 吴根耀. 滇西北地区第三纪的逆冲-推覆构造[J]. 大地构造与成矿, 1994, 18(4): 331-338.
- [33] 刘福田, 刘建华, 何建冲, 游庆瑜. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片[J]. 科学通报, 2000, 45(1): 79-84.
- [34] 王建华, 李文昌, 和中华, 尹光候, 周云满. 滇西北衙金矿区大沙地岩体地质特征、Sr-Nd-Pb 同位素及地质意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(8): 2367-2378.
- [35] 钟康惠, 刘肇昌, 舒良树, 李凡友, 施央申. 云南永胜宝坪滑覆构造聚矿[J]. 矿床地质, 2003, 22(3): 226-233.
- [36] 王长明, 陈晶源, 杨立飞, 张端, 杜斌, 石康兴. 三江特提斯兰坪盆地构造-流体-成矿系统[J]. 岩石学报, 2017, 33(7): 1957-1977.
- [37] 范承钧, 张翼飞. 云南西部地质构造格局[J]. 云南地质, 1993, 12(2): 139-147, 181.
- [38] 葛良胜, 杨嘉禾. 滇西北地区(近)东西向隐伏构造带的存在及证据[J]. 云南地质, 1999, 18(2): 155-167.
- [39] 管焯, 王安建, 曹殿华, 秦德厚. 云南三江造山带近东西向构造特征及其研究意义[J]. 地质学报, 2004, 78(4): 494-498.
- [40] 魏蓉花, 杨枝斌, 雷阳艾, 李真冲, 何志芳. 云南鹤庆锰矿成矿规律控矿因素新认识[J]. 云南地质, 2009, 28(4): 415-419.