

新西兰科罗曼德尔半岛金(铜)矿床地质特征、成因及找矿意义

王天刚, 朱意萍, 姚仲友, 赵晓丹, 郑璐

WANG Tian-gang, ZHU Yi-ping, YAO Zhong-you, ZHAO Xiao-dan, ZHENG Lu

中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏 南京 210016

Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, Jiangsu, China

摘要: 新西兰科罗曼德尔半岛火山岩带是世界知名的浅成低温热液型金矿成矿省,也是新西兰最为重要的金银矿集区,在环太平洋成矿带内占有重要的地位。科罗曼德尔半岛浅成低温热液型金矿主要赋存于科罗曼德尔群中新世安山岩和英安岩中,矿化类型主要为石英脉型和角砾岩型2种。矿床的成矿流体特征表现出明显的大气降水特征,并显示有少量的岩浆水加入,成矿物质具岩浆来源特征,为石英±方解石±冰长石±伊利石亚型浅成低温热液型金矿。区内金矿成矿时代为16.3~2.0Ma,主要集中于7.0~6.0Ma之间,金矿的大规模形成与诺特兰德火山弧与科尔维—劳火山弧共同作用有关,区域构造背景由挤压转变为伸展环境的转折期,为金矿形成的高峰期。区内零星出露与浅成低温热液型金矿化有关的斑岩型铜矿化表明,该地区具有较好的斑岩型铜矿化潜力。

关键词: 浅成低温热液型金矿;科罗曼德尔半岛火山带;新西兰;环太平洋地区

中图分类号: P618.4

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2014)02/03-0318-10

Wang T G, Zhu Y P, Yao Z Y, Zhao X D, Zheng L. Geological features, metallogenesis and prospecting significance of the gold-copper deposits in Coromandel Peninsula, New Zealand. *Geological Bulletin of China*, 2014, 33(2/3):318-327

Abstract: Coromandel volcanic zone is a world-famous epithermal gold metallogenic province, and is also the most important gold-silver ore concentration area in New Zealand. Ore deposits in the Coromandel epithermal gold ore field occur mainly in Miocene andesites and dacites of Coromandel Group, with the mineralization mainly consisting of quartz vein type and breccias type. The ore-forming fluid in the deposit shows the characteristics of meteoric water mixed with minor magmatic water, whereas the ore-forming materials indicate magmatic origin, thus belonging to the quartz±calcite±adularia±illite hypotype epithermal gold deposit. The metallogenic epoch is between 16.3Ma and 2.0Ma with the climax time at 7.0~6.0Ma. Large-scale formation of the gold ore field was related to the combined action of the Northland volcanic arc and the Colville-Lau volcanic arc, and gold mineralization reached a peak during the transformation process of the regional tectonic setting from contraction to extension. The sporadically outcropped porphyry copper mineralization associated with epithermal gold mineralization suggests great potentials of porphyry copper mineralization in this region.

Key words: epithermal gold deposit; Coromandel volcanic zone; New Zealand; Circum-Pacific

环太平洋地区的新生代火山活动剧烈,与之相关的斑岩—浅成低温热液型铜金矿化分布广泛,形成了大规模的浅成低温热液型金银矿化,并成为该地区最为重要的金矿床类型。新西兰北岛位于环

太平洋火山岩带中,特别是北岛科罗曼德尔半岛发育大规模的新生代陆相火山活动。该半岛产出了包括玛萨希尔(Martha Hill)、泰晤士(Thames)、戈尔登罗斯(Golden Cross)等矿床在内的50处浅成低

收稿日期: 2013-11-22; 修订日期: 2014-01-15

资助项目: 中央地勘基金项目(编号: 201130D06200123)和中国地质调查局项目(编号: 1212011120325)

作者简介: 王天刚(1983-),男,博士,助理研究员,从事区域成矿规律和矿床地球化学研究。E-mail: wangtg1899@gmail.com

温热液型金矿床和少量斑岩型铜矿床(图1)^[1-2]。该矿集区在1862—2006年共产出320t金,约占新西兰黄金总产量的34%,是新西兰最为重要的金多金属成矿区,也是环太平洋地区重要的浅成低温热液型金矿成矿省。新西兰北岛的新生代火山活动分布广泛,很多地区仍未被勘探,具有较好的浅成低温热液型金矿的找矿前景,而且由于浅成低温热液型金矿化与斑岩型铜矿化在成因和空间分布上具有密切联系,认为区内存在巨大的斑岩型铜矿的找矿潜力。本文通过全面收集、整理科罗曼德尔半岛的区域成矿地质背景、控矿地质特征、矿床地质地球化学特征等方面的资料,对区内浅成低温热液型金矿的成矿期次、构造背景和矿床成因进行系统的总结,并对区内浅成低温热液型—斑岩型铜金矿的成矿前景进行了分析,以期为中国地勘矿业部门“走出去”在该地区进行铜金矿产的勘查开发提供信息和启示。

1 成矿地质条件

科罗曼德尔半岛金多金属成矿区在大地构造位置上位于新西兰东部省怀帕帕地块的北部,范围主要包括整个科罗曼德尔半岛地区。区内基底为侏罗纪的砂岩,在中生代时期增生到古冈瓦纳大陆边缘之上。从105Ma开始该地区进入伸展阶段,在82Ma伴随着塔斯曼海的打开达到顶峰,最终导致新西兰微大陆从冈瓦纳大陆分离^[3-4],之后区内经历了长期的伸展作用并接受海相沉积。在基底杂砂岩中,这种伸展作用导致的变形引发块状断层的形成,这些断层影响了上覆的古近纪和新近纪地层^[1,3],并且影响到了后期浅成低温热液型金矿床的分布。

晚渐新世时期(约25Ma),区域构造体制发生转变,澳大利亚—太平洋板块汇聚边界传播到新西兰,太平洋板块俯冲在北岛地区开始引发了大规模的火山活动并形成一系列的火山弧。该期火山活动打开了新西兰北岛地区火山活动的开端,不仅影响了北岛的奥克兰半岛,也开始影响科罗曼德尔半岛,在这2个地区分别形成了以玄武岩和玄武安山岩为主的西带(诺特兰德火山弧)和以安山岩、英安岩为主的东带(即科罗曼德尔火山岩带)(图1)^[5-6],其中科罗曼德尔火山带的火山活动始于早中新世,并一直持续到晚上新世(1.9~1.5Ma),岩性主要为安山岩、流纹岩和少量英安岩、玄武岩,为浅成低温热

液型金矿化的主要容矿岩石。之后北岛地区的火山活动转移到陶波火山带^[7-8],该火山岩带以大量的流纹岩、少量安山岩和英安岩喷发为特征^[9],并在陶波火山岩中形成了浅成低温热液型金矿化。

1.1 地层与岩石

科罗曼德尔群在区内出露广泛,占地层出露面积的61%,覆盖在晚侏罗世马拉伊亚山群杂砂岩之上(占出露面积的9%)。科罗曼德尔群的岩性主要为中钾钙碱性火山岩,为厚层中新世和上新世陆相火山岩,从老到新依次为早—中中新世的库奥图奴亚群,包括交替出现的辉石安山岩和角闪石辉石安山岩—英安岩地层;中—晚中新世瓦伊瓦瓦亚群,主要为辉石安山岩;晚中新世—上新世的奥马海恩亚群(Omahine)辉石安山岩和晚中新世—上新世的凯麦亚群,主要为安山岩和英安岩,夹火山碎屑岩和凝灰岩,并发育同期的安山质和英安质的侵入岩^[1,10]。

怀蒂昂格群主要出露于半岛东侧,为中中新世到上新世的流纹岩(占出露面积的31%),包括由钙碱性—碱性的长英质火山岩(明登Minden流纹岩亚群)和火山碎屑岩(克洛根Coroglen亚群)组成的晚中新世—上新世火山穹窿和破火山口杂岩。南科罗曼德尔火山带的更新世熔结凝灰岩(Ohinemuri亚群)代表了怀蒂昂格群最年轻的一期火山活动^[10]。

体积较小的墨丘利玄武岩局限于科罗曼德尔半岛东北部和沿海岛屿,与怀蒂昂格群的流纹岩形成双峰式火山岩组合^[11]。在南部,科罗曼德尔群和怀蒂昂格群火山岩被第四纪陶波火山岩带的火山岩覆盖(图1)^[1,11]。

区内火山活动特征是向南和东分别变年轻,主要活动时代为19~2Ma^[11],地球化学特征表现出典型的弧岩浆岩的特点^[10]。区域火山活动表现出一定的分带性,西部主要为安山质岩浆活动,东部主要为流纹质火山活动,并发育破火山口。区内岩浆侵入活动相对不发育,仅在北部和中部科罗曼德尔半岛和北大巴里尔岛的基底和火山岩中发育少量深成侵入岩体。

区内将近97%的金矿产自安山岩或英安岩中,主要是科罗曼德尔群(Coromandel)和怀蒂昂格群(Whitianga)火山岩,其中科罗曼德尔群的库奥图奴亚群(Kauaotunu)内赋存金矿32个,瓦伊瓦瓦(Waiwawa)亚群内赋存金矿26个,凯麦(Kaimai)亚群内赋

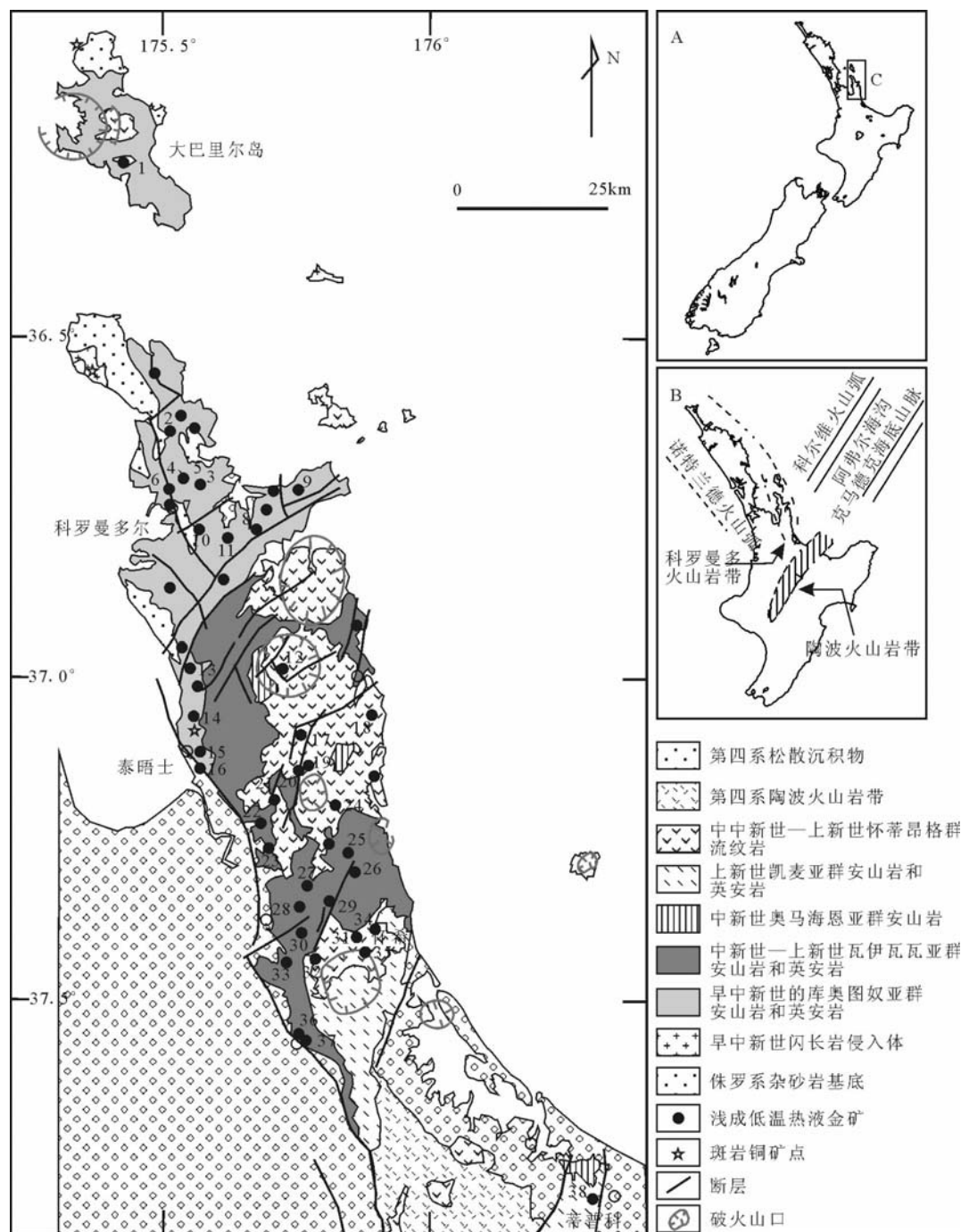


图1 科罗曼德尔半岛地质及矿床分布图(据参考文献[2]修改)

Fig. 1 Geological map of the Coromandel Peninsula, showing distribution of gold-copper deposits

存金矿1个,怀蒂昂格群内赋存金矿8个,马拉伊亚山群赋存金矿2个。所有地层中以科罗曼德尔群的库奥图奴亚群和瓦伊瓦亚群最为重要,大多数金矿床都产自这2套地层中(图1,表1)。

Brathwaite 等^[12]认为,在安山岩和英安岩中相比流纹岩中矿化更好,在熔岩中也比在火成碎屑岩中发育好,其原因可能是:①安山岩相对低的孔隙度和渗透性可能限制了流体的运移,导致流体仅能在

表 1 科罗曼德主要金矿床特征表(据参考文献 [2](修改))

Table 1 Characteristics of the major gold deposits in the Coromandel Peninsula

编号	名称	规模	矿化类型	主要矿石矿物	围岩蚀变	控矿构造	赋矿围岩	成矿时代
1	Te Ahumata	中型	石英脉	py, prtg, el, stbn, Ag, sfs	青磐岩化和泥化	NW 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩	
2	Colville	小型	石英脉	py, asp, el	青磐岩化	NW 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩和凝灰岩	
3	Waikoromiko	中型	石英脉	py, el	青磐岩化	NW 向次级断裂	库奥图奴群安山岩	
4	Tokatea	大型	石英脉	py, el, (hes, sl, gn)	青磐岩化	NE 向主要断裂	库奥图奴群安山岩	
5	Success	小型	石英脉		青磐岩化	NE 向主要断裂	马拉伊亚山群杂砂岩	
6	Kapanga	大型	石英脉	py, asp, el	泥化	NW 向次级断裂	库奥图奴群安山岩和火山角砾岩	
7	Hauraki	大型	石英脉	py, asp, el, stbn	泥化	NW 向次级断裂	库奥图奴群安山岩和火山角砾岩	
8	Owera	小型	石英脉	el	青磐岩化	NE 向次级断裂	库奥图奴群安山岩	14Ma(K-Ar 法)
9	Kuotunu	大型	石英脉	py, el, (asp, po, sl, gn)	青磐岩化	NW 和 NE 向断裂交汇	库奥图奴群安山岩和马拉伊亚山群杂砂岩	
10	Tiki-Matawai	小型	石英脉	py, el, (sl, cp, gn, stbn)	青磐岩化	NW 和 NE 向断裂交汇	库奥图奴群安山岩	13.1Ma(Ar-Ar 法)
11	Opitoni	中型	石英脉	el	青磐岩化	NW 和 NE 向断裂交汇	库奥图奴群流纹岩和凝灰岩	
12	Kapowai	小型	石英脉	py, el	青磐岩化	2 组 NE 向断裂交汇	怀帝昂格群流纹岩和凝灰岩	12.6-12.1Ma(K-Ar 法)
13	Waioitu (Monowai)	中型	石英脉	py, mr, gn, sl, cp, el	青磐岩化	NW 和 NE 向断裂交汇	库奥图奴群安山岩	
14	Te Puru	中型	石英脉	py, el	青磐岩化	NE 向次级断裂	库奥图奴群安山岩和火山角砾岩	
15	Sylvia-Dunedin	大型	石英脉	py, gn, sl, cp, el	泥化	NW 向主要断裂	库奥图奴群安山岩	
16	Thames	超大型	石英脉	py, pyrg, el, sbu(sl, cp, td, tel)	泥化	NW 向次级断裂	库奥图奴群安山岩和火山角砾岩	11Ma(K-Ar 法)
17	Broken Hills-Golden Hills	中型	石英脉和角砾岩筒	py, mr, ac, el(Au-Ag-As-Se sfs)	泥化、冰长石化	NE 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩	7.1Ma(Ar-Ar 法)
18	Ohui	小型	石英脉	py, el	泥化	NE 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩	
19	Chelmsford	小型	石英脉	el	冰长石化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	
20	Neavesville	中型	石英脉	py, el, mr, (cp)	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	怀帝昂格群流纹岩和凝灰岩	6.9Ma(Ar-Ar 法)
21	Kirikiri	小型	石英脉	el	青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	
22	Puriri	小型	石英脉	py, el	青磐岩化	NW 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	
23	Omahu	小型	石英脉	py, el	青磐岩化	NW 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	
24	Wharekawa	小型	石英脉	el	冰长石化	NE 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩和火山角砾岩	
25	Wentworth	小型	石英脉	py, el	冰长石化	NE 向次级断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	
26	Wharekairapunga(WKP)	小型	石英脉	py, el	冰长石化	NE 向主要断裂	怀帝昂格群流纹岩和凝灰岩	6.3Ma(Ar-Ar 法)
27	Maratoto	小型	石英脉	py, mr, gn, sl, cp, ac, hes, el	冰长石化、青磐岩化	NE 向次级断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩和火山角砾岩	6.4Ma(Ar-Ar 法)
28	Komata	大型	石英脉	py, ac, el, (sl, gn, cp)	冰长石化、青磐岩化	NE 向次级断裂	怀帝昂格群流纹岩和火山角砾岩	6.1-6.0Ma(Ar-Ar 法)
29	Golden Cross	超大型	石英脉	py, mr, el, ac, (pyrg)	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩和火山角砾岩	7.0-6.9Ma(Ar-Ar 法)
30	Jubilee	中型	石英脉	py, cp, gn, sl, el	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩和火山角砾岩	6.8-6.5Ma(Ar-Ar 法)
31	Maoriand	小型	石英脉	py, el	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩、英安质火山角砾岩	
32	Owharoa	大型	石英脉	py, mr, ac, el, (ci)	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩、英安质火山角砾岩	
33	Karangahake	超大型	石英脉	py, sl, gn, cp, el, ac	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩、英安质火山角砾岩	6.9-6.1Ma(Ar-Ar 法)
34	Martha, Wahi	超大型	石英脉	py, sl, gn, cp, el, ac	冰长石化、泥化、青磐岩化	NE 向主要断裂	怀帝昂格群流纹岩、安山岩和安山质角砾岩	6.1-6.0Ma(Ar-Ar 法)
35	Union-Favona, Waihi	中型	石英脉和角砾岩筒	py, cn, gn, sl, ac	冰长石化、泥化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩和火山角砾岩	
36	Tui	小型	石英脉	sl, gn, cp, py, (mr, td, ci)	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩	5.7Ma(Ar-Ar 法)
37	Wairongomai	中型	石英脉	py, cp, gn, sl, el	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	瓦伊瓦尼亚群安山岩和火山角砾岩	
38	Muir'sReefs, Te Puke	大型	石英脉	py, el	冰长石化、青磐岩化	NE 向主要断裂	怀帝昂格群流纹岩和奥马海恩 安山岩	

断层和破碎带内运移,而流纹质火山碎屑岩地层较好的多孔性和渗透性使得成矿流体在其内部容易扩散而无法聚集成矿;②安山岩比流纹岩强度更高,因此能支撑大的连续的破碎带,但是硅化的流纹岩也可以形成脆性的地层,发育细脉和网脉状矿化,不同于在安山岩中发育的粗脉状矿化。

1.2 断裂构造和火山构造

区内金矿无一例外地受到 NNW 和 NNE—NEE 向断层的控制,断层规模从横切科罗曼德半岛的主要基底断层带到一些几百米到几千米长度的次级断层均有发育,并大多源于白垩纪基底杂砂岩块状断层的基底断层^[1, 13],少数与现今活动的豪拉基裂谷、西部的科尔维海岭和/或阿弗尔(Havre)海沟有关^[12]。GIS 的远景分析结果表明,矿床分布与断层密集区有着密切的联系,特别是在倾向滑落区和断层交叉区,因为矿床主要为脉状矿化,因此需要渗透性较好,以利于流体流动和沉淀^[14]。断层带也控制了与矿化有关的蚀变带的分布,例如塔普—怀蒂昂格(Tapu-Whitianga)断层带和卡郎哈格克—欧会(Karangahake-Ohui)构造带,区内存在基底断裂,有利于成矿流体的集中上涌^[2]。

半岛东部出露 5 个熔结凝灰岩—流纹岩破火山口^[15],但是它们对矿化的控制不明显,卡波瓦(Kapowai)破火山口可能控制了小规模矿化^[13, 16]。虽然怀希金矿床(马萨和法沃纳)位于怀希破火山口北部边缘,但是与破火山口相关的熔结凝灰岩喷发比矿化至少晚 3Ma,表明破火山口的形成晚于矿化事件^[17]。

2 成矿特征

2.1 矿化特征

区内金矿床的金矿化主要表现为石英脉型和角砾岩型 2 种,其中石英脉型矿化是区内的主要矿化类型。石英脉型金矿化以石英脉充填高角度的断裂为特征,矿脉走向主要为 NE 向,仅部分矿脉走向为 NNW、N 和 E 向。矿集区北部和东部的矿脉走向较为多变,表现为复杂的分支复合、尖灭等特征,并在部分地区表现为网脉状矿化。区内矿脉结构十分多样,石英呈块状、条带状(皮壳状和胶状结构)、梳状、环带状、叶片状等结构。主要矿脉延伸 300~1300m 不等,极个别矿脉延伸达 4.5km,但品位较低,矿脉向下延伸品位也逐渐变低。角砾岩型矿

化仅在局部发育,角砾多为围岩,被石英和硫化物胶结,矿化主要发育在胶结物中,部分硅化角砾也发育浸染状矿化(品位为 0.4~11.8g/t)^[18]。

矿床的矿石矿物以银金矿和自然金为主,在部分金矿中以贱金属硫化物为主^[19],主要包括黄铁矿、少量闪锌矿、方铅矿和黄铜矿,此外,还伴生少量辰砂、碲银矿、硒银矿等。矿床中贱金属硫化物如方铅矿、闪锌矿和黄铜矿随着深度增加逐渐变多(如玛萨和卡朗哈格)^[20]。区内的脉石矿物主要为石英,方解石也较为常见,冰长石、伊利石、菱锰矿、绿泥石、菱铁矿、红硅钙锰石、重晶石、硬石膏和高岭石局部可见^[21]。

矿集区北部和西部可见少量斑岩铜矿化,这些矿点与晚中新世岩枝和岩株有关,主要为石英闪长岩到花岗闪长岩成分的深成岩体,侵入到马拉伊亚山群杂砂岩和/或晚中新世安山岩、英安岩中^[19],斑岩铜矿化主要为细脉浸染状黄铜矿—辉钼矿—绢云母—碳酸盐产生于英安斑岩岩株和周边的角砾岩中。

2.2 热液蚀变

区内浅成低温热液型金矿床蚀变带通常平行于矿脉走向分布,展布面积 5~50km² 不等,与陶波火山带的地热系统范围相似^[22]。与金矿化有关的蚀变主要为高级泥化和石英—方解石—冰长石—伊利石化。高级泥化以小规模石英—明矾石—迪开石核心,向外为广泛的叶腊石—水铝石—迪开石—高岭石带;石英—方解石—冰长石—伊利石化分布更为广泛,为区内主要的蚀变类型,区内的安山质和流纹质熔岩被强烈硅化,并被石英(北部金矿区)或石英+冰长石取代(南部和东部金矿区)。同生角砾岩熔岩流和火成碎屑岩的蚀变以粘土蚀变为主,冰长石较少,部分地区该类蚀变以含石英、绿泥石、伊利石和黄铁矿,含或不含冰长石、钠长石和方解石为特征,表现出典型的青磐岩化蚀变。

区内蚀变总体上呈现出一定的分带性(图 2),距离矿脉较远的围岩呈现弱青磐蚀变,基质和部分辉石、角闪石斑晶蚀变为绿泥石、方解石和黄铁矿,向矿脉方向蚀变程度逐渐增加,以包含绿泥石的辉石斑晶假晶弱蚀变成混合层伊利石—蒙脱石或伊利石和方解石的斜长石斑晶,以及蚀变为黄铁矿、磁铁矿为特征;矿脉周围岩石蚀变强烈,矿脉延伸几十到几百米,以斜长石完全蚀变为伊利石或冰长

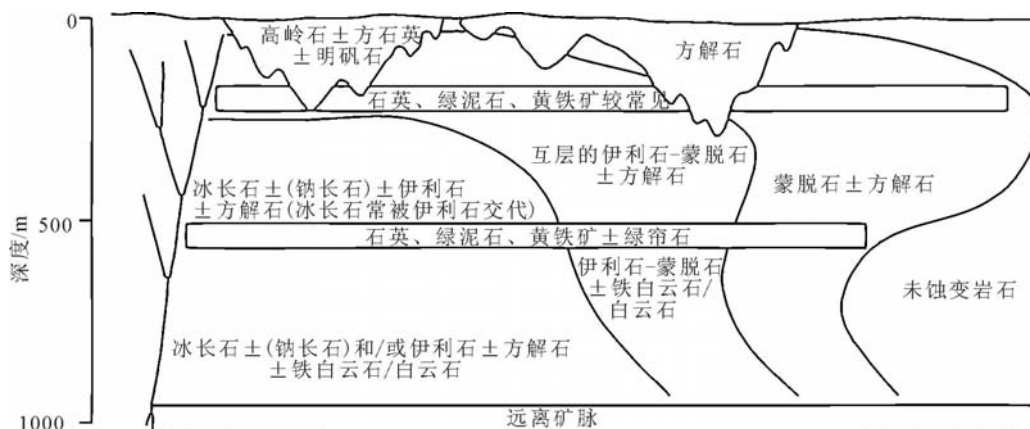


图2 科罗曼德尔半岛金矿蚀变分带示意图(据参考文献[2]修改)

Fig. 2 Alteration zoning of the gold deposit in the Coromandel Peninsula

石和伊利石,含/不含方解石,形成石英、冰长石、黄铁矿或石英,伊利石和黄铁矿蚀变为特征^[23]。泥化蚀变(蒙脱石、伊利石—蒙脱石、高岭土、石英和黄铁矿)在浅部特别是在邻近矿脉和破裂处发育,并叠加在青磐岩化蚀变之上^[24]。此外,区内广泛发育多期蚀变带相互叠加的特点,特别在浅部被高岭土化叠加。

区内在发育斑岩铜矿化的地区发育典型的斑岩型蚀变,其核心部位为英安斑岩和侵入岩角砾组成钾质蚀变的(钾长石—锰+黑云母),外围是青磐岩化蚀变带(石英—绿泥石—绿帘石—黄铁矿—方解石),蚀变带被石英—绢云母—黄铁矿带或绿帘石—绢云母蚀变带叠加^[19]。

3 矿化年龄和矿床地球化学特征

3.1 矿化年龄

同位素年龄测定结果表明,豪拉基金矿田至少存在2个浅成低温热液矿化阶段。早阶段矿化发生在北部,时间为14~10Ma,矿床大多产自库奥图奴亚群中,其中Opitonui矿床5个冰长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $13.149 \pm 0.016\text{Ma}$ ^[25],库奥图奴亚群地层中的冰长石K-Ar年龄为 $14.1 \pm 0.2\text{Ma}$ ^[1]。泰晤士矿床年龄在11Ma左右^[26],与附近的俄亥俄溪斑岩铜矿化的时间近似^[19]。晚阶段矿化时间主要为7~6Ma,主要分布在南部,赋存在安山岩和英安岩中的矿床冰长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为:Maratoto $6.411 \pm 0.022\text{Ma}$ 、戈尔登克洛斯 $6.96 \pm 0.04\text{Ma}$ 、Komata $6.09 \pm$

$0.02 \sim 6.03 \pm 0.03\text{Ma}$ 、Sovereign $6.806 \pm 0.028 \sim 6.547 \pm 0.021\text{Ma}$ 、玛萨 $6.17 \pm 0.09\text{Ma}$ 、法沃纳 $6.04 \pm 0.06\text{Ma}$ 、图依 $5.714 \pm 0.017\text{Ma}$,而Broken Hills、Neavesville、Wharekirauponga等赋存在流纹岩中的金矿床的冰长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为 $7.121 \pm 0.010\text{Ma}$ 、 $6.89 \pm 0.02\text{Ma}$ 和 $6.318 \pm 0.061\text{Ma}$ ^[25, 27]。

区内斑岩铜矿化的年龄主要来自于与成矿有关的侵入体的年龄,其中Miners Head的石英斑岩岩脉的K-Ar年龄为 $18.1 \pm 0.02\text{Ma}$ ^[28]和 $16.3 \pm 0.03\text{Ma}$ ^[11]。Paritu闪长侵入岩中的黑云母和角闪石K-Ar年龄为 $17.6 \sim 16.4\text{Ma}$ ^[29],近铜矿化带的花岗闪长岩中的K-Ar年龄为 $16.9 \pm 0.04\text{Ma}$ ^[11],而其中含电气石石英脉中冰长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $16.315 \pm 0.066\text{Ma}$ ^[25]。伴生在俄亥俄溪斑岩铜矿床高级泥化中的明矾石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $11.2 \pm 0.3\text{Ma}$,与晚期矿化岩脉角闪石中的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 $10.7 \pm 1.4\text{Ma}$ 在误差范围内一致^[30],矿床中辉钼矿的Re-Os定年结果为12.0~11.9Ma。这些数据表明,斑岩型铜矿和相关的侵入体的年龄向南逐渐变新。

3.2 成矿流体特征

区内浅成低温热液型金矿的流体包裹体类型多为富液的气液两相流体包裹体,并可见富气的气液两相流体包裹体,表明存在流体的沸腾作用。矿床深部成矿流体的均一温度范围为260~295℃,中部到浅部均一温度范围为190~260℃,流体的盐度为0~6%NaCl eqv,多数少于2% NaCl eqv。矿床成矿流体的离子成分主要为Na、K和Cl,含少量的

Ca、Mn、Fe 等离子^[31]。流体中的挥发份含量较低,仅含微量的 CO₂ 和 CH₄。因为成矿流体曾经发生过沸腾,据此计算出流体被捕获深度为古地表到古潜水面以下约 1300m^[32]。

区内斑岩型铜矿化的流体包裹体类型主要有 3 种,气液两相富液包裹体、气液两相富气包裹体和含子矿物的气液两相包裹体。子矿物包括岩盐、钾盐、赤铁矿和其它相;与钾质蚀变有关的高盐度流体包裹体均一温度范围在 450℃ 到大于 600℃,与绢英岩化蚀变有关的两相包裹体的均一温度在 300~400℃ 之间,石英—硫化物脉的均一温度在 365~402℃ 之间;含子矿物的气液两相包裹体的盐度范围在 50%~84% NaCl eqv 之间,同一矿脉的晚期两相富液相流体包裹体盐度在 3%~20% NaCl eqv 之间^[19]。

3.3 稳定同位素特征

区内浅成低温热液型金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 6‰~14‰,结合热液流体温度计算出 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值范围是 -7‰~+3.8‰,表现出流体大气降水的特征^[21],而部分矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出一定的大气降水与岩浆水混合的特征^[33],区内斑岩型铜矿成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 6.3‰~7.6‰,具有典型的岩浆水的特征^[19]。

区内主要硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值为 -3.1‰~+4.9‰ (n=399)^[4],其中主要矿物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 均值:黄铁矿为 (2.1±1.5)‰ (n=114)、黄铜矿 (2.0±0.8)‰ (n=77)、闪锌矿 (2.0±1.1)‰ (n=105)、方铅矿 (0.3±1.0)‰ (n=76)、重晶石 (20.6±2.8)‰ (n=13),具有典型的岩浆来源硫的特征。

4 讨 论

4.1 成矿期次及其构造背景

总体来看,区域浅成低温热液型金矿化时间为 16.3~2.0Ma,矿化作用主要分为 2 期,并呈现由北向南逐渐变新的趋势,早期矿化主要在发生在北部,时代为 14~10Ma;晚期矿化发生在东南部,矿化时代逐渐变年轻,为 7~2Ma,并集中了区内 70% 的矿化,而且成矿时代集中在 7~6Ma。矿床的成矿时代与科罗曼德火山带内火山活动的时间范围基本一致,且区内的矿化主要赋存在火山岩中,说明矿化与科罗曼多尔半岛火山岩带的火山活动具有密切联系。目前对于该火山岩带的成因主要有 3 种观

点:①与诺特兰德火山弧有关;②与科尔维尔—劳火山弧有关^[34-35];③2 个岛弧共同作用的产物^[36]。

因为与成矿有关的区域断层的走向特征一定程度上反映了成矿期区域构造应力场的方向,据此可以推测矿床成矿时期的主构造应力方向。区域北部的矿床主要受 NW 到 NE 向断层的控制,并且大多数表现为 NNW 到 SN 向断层,如果断层与火山弧方向一致^[37],那么该时期的矿化与同方向的 NNW 向的诺特兰德火山弧有关,而在南部和东部矿区与矿化有关的断层与科尔维火山弧平行,走向为 NE 向,只有东部金矿区的 Ohui 矿床例外,受到 NNE 和 NW 向断层的控制^[38],该矿床也是区内最古老的矿床,年龄为 8.3Ma,因此区内的构造方向的变化也表明区内矿化可能与 2 期岛弧都有联系。通过对矿集区南部和东部地区的构造分析,认为该地区矿床的大多数矿脉形成于走向为 NW-SE 向的伸展环境中,伸展作用的时间为 7.1~6.0Ma,与主成矿作用时代一致^[39]。

带内火山作用开始于 18Ma,并以库奥图奴亚群的安山岩喷发为特征,一直持续到 11~10Ma^[28]。部分学者认为,库奥图奴亚群是诺特兰德火山弧的最后一期^[28],也有专家提出该亚群的形成与科尔维尔火山弧有关^[35]。在 10.5~10.0Ma,科罗曼多火山弧的喷发以双峰式的安山岩和流纹岩少量玄武岩为特征。由于库奥图奴亚群的安山岩逐渐向分异程度更高的端元演化,而之后的瓦伊瓦亚群表现出演化程度较低的安山质火山岩的特征^[40],表明其受到不同期次弧岩浆活动的影响,因此区内库奥图奴亚群的火山活动与诺特兰德火山弧有关,而科尔维火山弧显然对库奥图奴亚群之后的瓦伊瓦亚群产生了影响^[35],2 期火山弧活动对科尔曼多尔火山岩带的共同作用时间大约开始于 10Ma,早于怀蒂昂格群流纹岩火山活动。同期的怀蒂昂格群与墨丘利双峰式火山活动表明此时该地区已经处于伸展环境之下,此时也是豪拉基金矿田的主成矿期(7~6Ma),该环境不仅有利于岩浆物质的上涌,也为成矿流体的活动提供了空间和热源。

综上所述,区域构造应力、火山活动和成矿作用特征都表明,科罗曼德火山岩带的形成是诺特兰德火山弧与科尔维—劳火山弧共同作用的产物(图 3),2 期弧岩浆活动也控制了区域的浅成低温热液型金矿化的分布。随着科尔维—劳火山弧火山

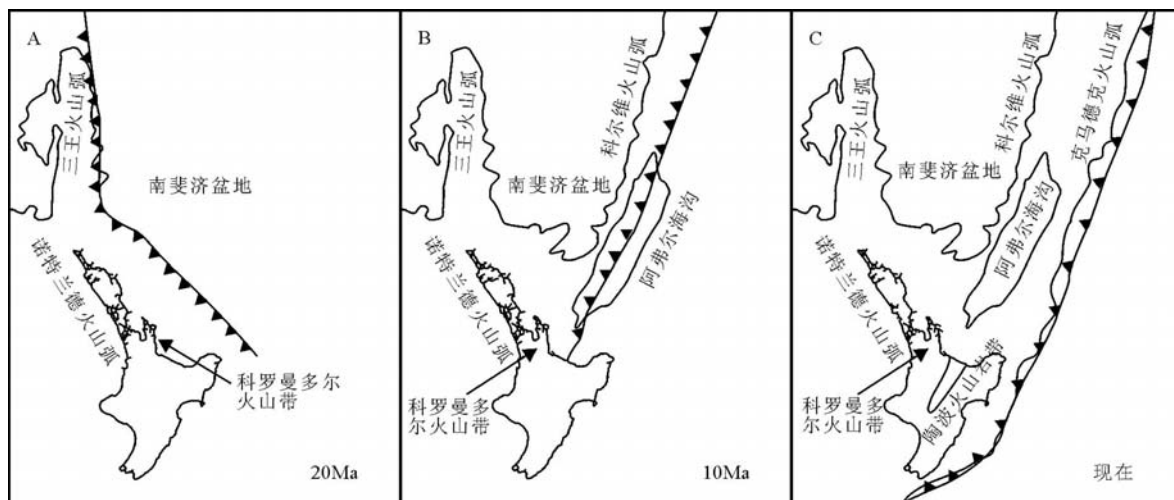


图3 新西兰北岛地区20Ma以来火山活动演化过程(据参考文献[41]修改)

Fig. 3 Generalized map showing the evolution process of the volcanic activities in the North Island of New Zealand in the past 20Ma

活动在之后向南迁移并形成陶波火山岩带,使得陶波火山岩带也有着较好的浅成低温热液型金矿床成矿潜力。

4.2 矿床成因

豪拉基金银矿集区的金银矿化主要赋存在陆相火山弧中,矿化与钙碱性的弧火山活动有关,矿床的矿化受区域性断裂控制,矿化类型以石英脉型为主,角砾岩型矿化也有发育。矿床的成矿流体特征表明,矿床形成深度为0~1.3km,成矿温度在190~295℃之间,为典型的浅成低温热液型金矿。

区内与金矿化有关的蚀变包括高级泥化和石英—方解石—冰长石—伊利石化,成矿流体的离子成分主要为Na、K、Cl,推断其为H₂O—NaCl体系,pH近中性;成矿流体的温度、盐度特征(均一温度为160~295℃,盐度大多小于2% NaCl eqv)和稳定同位素都表现出典型的大气降水的特征,部分呈现出与岩浆流体混合的趋势,与区内斑岩型矿床岩浆水来源的成矿流体明显不同(均一温度为300~600℃,盐度为3%~84% NaCl eqv)。以上特征表明区内矿床为石英±方解石±冰长石±伊利石亚型浅成低温热液型金矿^[42],对应中低硫型浅成低温热液金矿床^[43]。该类矿床的矿化与大气降水的深循环淋滤成矿物质有关,而S同位素特征也表明矿床的成矿物质主要来自于岩浆,因此流体的混合是矿床形成的重要机制。

4.3 浅成低温热液型金矿与斑岩型铜矿化的关系

斑岩型矿床与浅成低温热液型矿床在空间上常常分布在一起,经常以上部浅成低温热液型金矿化、下部斑岩型铜矿化的方式共生,并具有成因上的联系^[44],而新西兰北岛的科罗曼德尔半岛地区作为世界上最为重要的浅成低温热液型金矿产地之一,无疑具有巨大的斑岩铜矿成矿潜力。

目前区内的斑岩型矿化主要在北部地区发育,例如北部泰晤士金矿床年龄在11Ma左右^[26],与附近的俄亥俄溪斑岩铜矿化的时间近似(11.2+0.3Ma)^[19],而且通过包裹体计算金矿的成矿深度为至少1km深处,斑岩铜矿化的成矿深度为1.2km,此外两者的蚀变特征也存在明显的联系,说明两种矿化之间存在联系。由于矿化类型的区别,浅成低温热液型金矿化的形成深度较浅,一般在地表以下1.5km以内,而斑岩铜矿化深度稍大,最深可达4km,因此即使两类矿床同时形成,由于矿床形成时代较晚,剥蚀程度较低,仅有浅成低温热液型金矿化剥蚀地表。豪拉基金矿田的浅成低温热液型金矿化成矿时代为16.3~2.0Ma,且大规模金矿化集中在7~6Ma,由于其矿化时代较晚,因此剥蚀程度浅,目前仅有11Ma的斑岩铜矿化剥蚀地表,而大规模金成矿期可能伴生的铜矿化仍未出露地表,因此矿集区的深部可能具有巨大的斑岩型铜矿找矿潜力。

5 结 论

(1)新西兰科罗曼德尔半岛金矿矿化类型以石英脉型为主,角砾岩型矿化也有发育,矿床的热液蚀变、成矿流体、同位素地球化学特征均表明该类矿化为典型的浅成低温热液型金矿化。

(2)区内金矿化主要与诺特兰德火山弧与科尔维—劳火山弧两期弧岩浆活动有关,矿床的分布受到区域基底性断裂的控制。

(3)区内的浅成低温热液型金矿化在部分地区在深部表现为斑岩型矿化,暗示该地区具有较好的斑岩型铜矿化找矿潜力。

参考文献

- [1]Skinner D. Neogene volcanism of the Hauraki volcanic region[J]. Royal Society of New Zealand Bulletin, 1986, 23: 21–47.
- [2]Christie A B, Simpson M P, Brathwaite R L, et al. Epithermal Au–Ag and related deposits of the Hauraki goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand[J]. Economic Geology, 2007, 102: 785–816.
- [3]Spörli K. Development of the New Zealand microcontinent[M]. Washington: American Geophysical Union, 1987.
- [4]Spörli K, Ballance P. Mesozoic–Cenozoic ocean floor–continent interaction and terrane configuration, southwest Pacific area around New Zealand[C]//Ben Avraham Z. Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Ocean Margins. Place Oxford University Monograph, Geology and Geophysics, 1989: 176–190.
- [5]Nicholson K, Black P, Hoskin P, et al. Silicic volcanism and back–arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian–Pacific plate boundary[J]. Journal of volcanology and geothermal research, 2004, 131: 295–306.
- [6]Ballance P. Evolution of the upper Cenozoic magmatic arc and plate boundary in northern New Zealand[J]. Earth and planetary science letters, 1976, 28: 356–370.
- [7]Carter L, Shane P, Alloway B, et al. Demise of one volcanic zone and birth of another—a 12my marine record of major rhyolitic eruptions from New Zealand[J]. Geology, 2003, 31: 493–496.
- [8]Briggs R, Houghton B, McWilliams M, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of silicic volcanic rocks in the Tauranga–Kaimai area, New Zealand: Dating the transition between volcanism in the Coromandel Arc and the Taupo Volcanic Zone[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 2005, 48:459–469.
- [9]Wilson C, Houghton B, McWilliams M, et al. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review[J]. Journal of volcanology and geothermal research, 1995, 68: 1–28.
- [10]Booden M A, Smith I E, Black P M, et al. Geochemistry of the early Miocene volcanic succession of Northland, New Zealand, and implications for the evolution of subduction in the Southwest Pacific[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2011, 199: 25–37.
- [11]Adams C, Graham I, Seward D, et al. Geochronological and geochemical evolution of late Cenozoic volcanism in the Coromandel Peninsula, New Zealand[J]. New Zealand journal of geology and geophysics, 1994, 37: 359–379.
- [12]Gadsby M, Spörli K, Clarke D. Structural elements in epithermal gold deposits of the Coromandel peninsula[C]//Rotorua: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference, 1990.
- [13]Skinner D N. Geology of the Mercury Bay area, sheet T11BD and part U11[M]. Institute of Geological & Nuclear Sciences, 1995.
- [14]Rattenbury M, Partington G. Prospectivity models and GIS data for the exploration of epithermal gold mineralisation in New Zealand[C]//Auckland: Institute of Geological & Nuclear Sciences Ltd Epithermal Au Prospectivity Report, 2003: 68.
- [15]Malengreau B, Skinner D, Bromley C, et al. Geophysical characterisation of large silicic volcanic structures in the Coromandel Peninsula, New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 2000, 43: 171–186.
- [16]Briggs R M, Krippner S J P. The control by caldera structures on epithermal Au–Ag mineralization and hydrothermal alteration at Kapowai, central Coromandel volcanic zone[C]//Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph. Canberra: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 2006: 101–107.
- [17]Smith N, Cassidy J, Locke C, et al. The role of regional–scale faults in controlling a trapdoor caldera, Coromandel Peninsula, New Zealand[J]. Journal of volcanology and geothermal research, 2006, 149: 312–328.
- [18]Mortimer J, Mauk J. Fissure vein structures and brecciation in the upper levels of the Broken Hills epithermal Au/Ag deposit, Hauraki Goldfield, New Zealand[C]//Wellington: Proceedings 2005 New Zealand Minerals Conference, 2005: 380–389.
- [19]Brathwaite R, Simpson M, Faure K, et al. Telescoped porphyry Cu–Mo–Au mineralisation, advanced argillic alteration and quartz–sulphide–gold–anhydrite veins in the Thames District, New Zealand[J]. Mineralium deposita, 2001, 36: 623–640.
- [20]Brathwaite R, Christie A, Skinner D. The Hauraki Goldfield–regional setting, mineralisation and recent exploration[C]//Mineral deposits of New Zealand. Canberra: Australian Institute of Mining and Metallurgy, 1989: 45–55.
- [21]Brathwaite R L, Faure K. The Waihi epithermal gold–silver–base metal sulfide–quartz vein system, New Zealand: Temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition[J]. Economic Geology, 2002, 97:269–290.
- [22]Simpson M, Mauk J. Epithermal deposits and analogous geothermal systems: A physical size comparison and implications for exploration: Proceedings Australasian Institute of Mining and Metallurgy New Zealand Branch[C]//37th Annual Conference. Canberra: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 2004: 229–240.
- [23]Simpson M P, Mauk J L, Simmons S F. Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au–Ag

- deposit, New Zealand[J]. *Economic Geology*, 2001, 96: 773–796.
- [24] de Ronde C E, Blattner P. Hydrothermal alteration, stable isotopes, and fluid inclusions of the Golden Cross epithermal gold–silver deposit, Waihi, New Zealand[J]. *Economic geology*, 1988, 83: 895–917.
- [25] Ward K, Mauk J, Hall C. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates of adularia from epithermal deposits in the Hauraki Goldfield, New Zealand[C]//Wellington: New Zealand Minerals Conference, 2005.
- [26] Hunt P A, Roddick J C. A compilation of K–Ar ages, Report 19 [C]//Radiogenic age and isotopic studies. Ottawa: Geological Survey of Canada Paper, 1990: 153–190.
- [27] Mauk J L, Hall C M. Short communication $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of adularia from the Golden Cross, Neavesville and Komata epithermal deposits, Hauraki Goldfield, New Zealand[J]. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 2004, 47: 227–231.
- [28] Hayward B W, Black P M, Smith I E, et al. K–Ar ages of early Miocene arc–type volcanoes in northern New Zealand[J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 2001, 44: 285–311.
- [29] Richards J, Cooper J. Potassium–argon age of plutonic intrusives on Cape Colville peninsula and Cuvier Island, New Zealand[J]. *Nature*, 1966, 211: 725–726.
- [30] Hunt P A, Roddick J C. A compilation of K–Ar ages, Report 7 [C]//Radiogenic age and isotopic studies. Ottawa: Geological Survey of Canada Paper, 1993: 127–154.
- [31] Zaw K, Cooke D, Ryan C. Stable isotopes and ore fluid chemistry of gold mineralization at Waitangi deposit, Thames district, Coromandel peninsula, North Island New Zealand[C]//Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series. Canberra: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1999: 655–661.
- [32] Christie A, Brathwaite R. Paleodepth studies of epithermal Au–Ag deposits in the North Island of New Zealand: Progress toward a 4D model[C]//Australasian Institute of Mining and Metallurgy New Zealand Branch Annual Conference, 36th, 2003: 219–230.
- [33] Christie A, Faure K, Rabone S, et al. Boiling and mixing of hydrothermal fluids in the Wharekirauponga rhyolite–hosted epithermal gold–silver deposit, Hauraki goldfield, New Zealand[J]. *Mineral exploration and sustainable development: Rotterdam, Millpress Science*, 2003: 453–456.
- [34] Ballance P. Simplification of the Southwest Pacific Neogene arcs: inherited complexity and control by a retreating pole of rotation[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, 164: 7–19.
- [35] Mortimer N, Herzer R, Gans P, et al. Oligocene–Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: Evidence from petrology and dating of dredged rocks[J]. *Marine geology*, 2007, 237: 1–24.
- [36] Brathwaite R, Skinner D. The Coromandel epithermal gold–silver province: A result of collision of the Northland and Colville volcanic arcs in northern New Zealand[C]//Proceedings of the 1997 New Zealand Minerals & Mining Conference, Auckland, New Zealand, 1997: 111–117.
- [37] Rowland J, Sibson R. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand[J]. *Geofluids*, 2004, 4: 259–283.
- [38] Brathwaite R L, Cargill H J, Christie A B, et al. Lithological and spatial controls on the distribution of quartz veins in andesite– and rhyolite–hosted epithermal Au–Ag deposits of the Hauraki Goldfield, New Zealand[J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 1–12.
- [39] Spörli K, Begbie M, Irwin M, et al. Structural processes and tectonic controls on the epithermal Au–Ag deposits of the Hauraki goldfield[J]. *Geology and Exploration of New Zealand Mineral Deposits: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph*, 2006, 25: 85–94.
- [40] Booden M, Smith I, Mauk J. Petrogenesis of basalts, andesites and dacites in the Coromandel Volcanic Zone—implications for the genesis of epithermal Au mineralisation[C]//Proceedings of the Aus-IMM New Zealand Branch Annual Conference, Queenstown, 2009: 21–30.
- [41] Mauk J L, Hall C M, Chesley J T, et al. Punctuated evolution of a large epithermal province: The Hauraki goldfield, New Zealand[J]. *Economic Geology*, 2011, 106: 921–943.
- [42] Simmons S F, White N C, John D A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits[C]//Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, et al. *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905–2005*. Place Society of Economic Geologists, 2005: 485–522.
- [43] Sillitoe R H, Hedenquist J W. Linkages between volcanotectonic settings, ore–fluid compositions, and epithermal precious metal deposits[C]//Simmons S F, Graham I. *Volcanic, Geothermal, and Ore–Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth* Place Society of Economic Geologists, 2003: 315–343.
- [44] Cooke D R, Simmons S F. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits[J]. *Reviews in Economic Geology*, 2000, 13: 221–244.