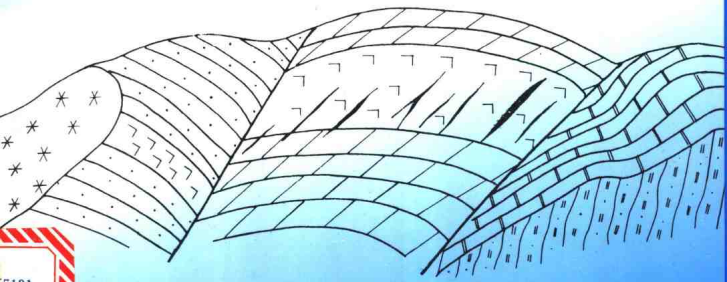
# 四川大水沟
# 碲(金)矿床地质和地球化学

陈毓川　毛景文　骆耀南　魏家秀
曹志敏　银剑钊　周剑雄　杨百川
著



57121

原子能出版社

"八五"国家科技攻关项目 85－925 专题研究成果
获国家科学技术委员会、地质矿产部和国家自
然科学基金委员会联合资助

# 四川大水沟
# 碲(金)矿床地质和地球化学

陈毓川　毛[redacted]家秀
曹志敏　银剑钊　周剑雄　杨百川
著

原子能出版社
一九九六

## 内 容 简 介

大水沟碲(金)矿床是世界首例以碲为主的矿床。本书全面系统地论述了该矿床的地质特征、成矿地质背景及矿床形成机制;提出了多级地幔柱演化与成矿的矿床成矿模式。在矿床地质、地球化学、流体包裹体、稳定和放射性同位素、金属矿物学等方面进行了较深入的探讨。

本书资料丰富,探索性强。适于矿床学、地球化学、岩石学、矿物学和找矿勘探等方面的科学工作者及高等院校地学专业师生参考。

**图书在版编目(CIP)数据**

四川大水沟碲(金)矿床地质和地球化学/陈毓川等著. —北京:原子能出版社,1996
ISBN 7-5022-1562-X

Ⅰ.四… Ⅱ.陈… Ⅲ.①碲-稀土元素矿床-采矿地质学-研究-中国-四川②碲-稀土元素矿床-地球化学-研究-中国-四川 Ⅳ.P618.830.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(96)第 12204 号

©

原子能出版社出版发行
社址:北京市海淀区阜成路 43 号 邮政编码:100037
北京康利胶印厂印刷 新华书店经销
开本:787×1092mm 1/16 印张:9.625 字数:225 千字
1996 年 6 月北京第 1 版 1996 年 6 月北京第 1 次印刷
印数:1—700
定价:20 元

# 前　言

本书是国家科委“八五”科技攻关项目“85－925”所属子课题和地矿部定向研究项目的研究成果。研究工作自1993年至1995年间进行，承担研究项目的单位有中国地质科学院、矿床地质研究所、四川省地矿局、四川有色稀贵金属公司及成都理工学院，参加研究工作的人员有陈毓川、毛景文、骆耀南、杨百川、银剑钊、曹志敏、周剑雄、魏家秀。

四川省石棉县大水沟稀钪矿床是我国第一个独立稀钪矿床，1991年叶振林在当地开采硫铁矿过程中发现了辉稀钪矿。1992－1993年初杨百川主持的四川有色稀贵金属公司探采确认为独立的稀钪矿床之后，由四川省地矿局进行普查，已初步控制200多吨稀储量。

本矿床的发现及研究对我国、甚至国际矿床学界都是一件很有意义的事情，为矿床学科的研究又补充了新的内容。稀作为稀少的分散元素，过去没有找到过独立矿床，这次的发现是一次突破，也为我们提供了探索稀元素形成矿床的地质、地球化学环境、条件及成因的研究机遇。我们有机会作为第一批研究者对此矿床及其外围进行较系统的研究，感到十分幸运。陈毓川、毛景文、魏家秀、杨百川、骆耀南、银剑钊、曹志敏、周剑雄等先后到野外实地工作，进行了全面研究；研究工作期间银剑钊完成了博士后的学术报告。通过共同的研究初步总结了矿床地质特征、成矿地质条件、成矿过程的地球化学环境、稀元素与其它成矿元素(铋、金、铜等)之间的相互关系、成矿矿物、元素组合在时间上的演化及在空间上的分布规律；探讨了矿床成因及成矿规律，并对区域成矿远景进行了分析，提出了意见，研究工作取得了有益的进展，为进一步寻找这类矿床提供了科学依据，并充实了矿床学宝库内容。本专著是在吸取了项目参加者所完成的研究工作成果基础上，经综合提炼而成，是一份集体研究成果。毛景文承担了本书编写工作的主要部分，李红艳做了大量辅助工作。

为了使本项研究成果早日与读者见面，并把它奉献给三十届国际地质大会，我们得到了原子能出版社和张肇新、崔庭荣两先生的大力支持，持在此致以衷心感谢。在研究项目进行过程中，在野外工作期间得到四川有色稀贵金属公司广大职工的帮助，在室内工作期间矿床所、测试所等单位有关实验室承担了各种样品的测试任务，保证了研究项目的完成，在此一并致以谢意。我们希望本书的出版能对矿床学研究与同类矿床的找矿工作起到微薄的作用。

作者　1996年7月

# 目　录

**第一章　绪论**……(1)
一、碲元素地球化学特征……(1)
二、碲矿床研究现状……(1)
三、大水沟碲矿床的发现和研究史……(2)
四、主要结论和进展……(2)
**第二章　区域地质背景**……(5)
一、构造及其变形特征……(5)
二、地层及其变质作用……(9)
三、火成岩……(14)
四、区域热事件与成矿作用……(15)
**第三章　矿床地质**……(19)
一、成矿地质背景……(19)
二、成矿主岩……(20)
三、矿化特征……(22)
四、矿石主要结构和构造……(27)
五、矿石类型和组分……(28)
**第四章　围岩蚀变**……(30)
一、围岩蚀变及分带……(30)
二、主要蚀变矿物……(31)
三、蚀变岩地球化学……(34)
**第五章　矿化及主岩的放射性同位素定年**……(36)
一、K-Ar 法测年……(36)
二、Ar-Ar 法测年……(37)
**第六章　金属矿物特征及成因信息**……(39)
一、辉碲铋矿……(39)
二、楚碲铋矿……(42)
三、黄铁矿……(43)
四、磁黄铁矿……(46)
五、矿物共生组合分析……(48)
**第七章　成矿流体地球化学**……(50)
一、流体包裹体特征……(50)
二、流体包裹体类型……(53)
三、均一化温度……(55)
四、爆裂温度……(60)
五、包裹体流体盐度……(63)
六、气相和液相成分分析……(67)
七、大水沟碲矿床成矿流体物理化学……(72)

八、大水沟碲矿床成矿流体地球化学 …… (79)
**第八章 稳定同位素地球化学** …… (88)
一、硫同位素地球化学 …… (88)
二、碳氧同位素地球化学 …… (89)
三、氢氧同位素地球化学 …… (92)
四、铅同位素地球化学 …… (94)
**第九章 碲矿床成矿作用和成矿模式** …… (96)
一、区域地质构造演化与成矿 …… (96)
二、成矿物质来源 …… (99)
三、成矿物理化学条件 …… (101)
四、成矿机制和成矿演化模式 …… (106)
**第十章 碲多金属矿床找矿标志和成矿预测** …… (108)
一、已知金铜矿床(点)及含碲评价 …… (108)
二、新发现的碲(铋)金矿点 …… (110)
三、碲矿找矿标志 …… (113)
四、成矿预测及找矿靶区圈定 …… (113)
**参考文献** …… (117)
**照片及说明** …… (121)
**英文概要** …… (127)

# CONTENTS


**Chapter 1 Introduction** …… (1)
1. Geochemical characteristics of tellurium element …… (1)
2. Review of researches on tellurium deposit …… (1)
3. History of discovery and study of the Dashuigou tellurium deposit …… (2)
4. Conclusions and achievements of this study …… (2)
**Chapter 2 Regional geologic setting** …… (5)
1. Structure and deformation …… (5)
2. Stratigraphic sequence and metamorphism …… (9)
3. Igneous rocks …… (14)
4. Regional thermal event and related mineralizations …… (15)
**Chapter 3 Geology of deposit** …… (19)
1. Geological setting …… (19)
2. Host rock of mineralizations …… (20)
3. Mineralized characters …… (22)
4. Structures and textures of the ores …… (27)
5. Ore types and components …… (28)
**Chapter 4 Wall rock alteration** …… (30)
1. Wall rock alteration and zoning …… (30)
2. Major altered minerals …… (31)
3. Geochemistry of altered rocks …… (34)
**Chapter 5 Radioactive dating for mineralizations and related rocks** …… (36)
1. K-Ar radioactive dating …… (36)
2. Ar-Ar radioactive dating …… (37)
**Chapter 6 Characters of major ore minerals and genetic information** …… (39)
1. Tetradymite …… (39)
2. Tsumoite …… (42)
3. Pyrite …… (43)
4. Pyrrhotite …… (46)
5. Paragenetic assemblages of minerals …… (48)
**Chapter 7 Geochemistry of fluid inclusions** …… (50)
1. Characters of fluid inclusions …… (50)
2. Types of fluid inclusions …… (53)
3. Homogenization tempereture …… (55)
4. Decrepitation tempereture …… (60)
5. Salinities of inclusion fluid …… (63)
6. Compositions of gas and fluids …… (67)

7. Physico-chemistry of mineralized fluids ····· (72)
8. Geochemistry of mineralized fluids ····· (79)
**Chapter 8 Geochemistry of stable isotopes** ····· (88)
1. Geochemistry of sulfur isotope ····· (88)
2. Geochemistry of carbon-oxygen isotopes ····· (89)
3. Geochemistry of hydrogen-oxygen isotopes ····· (92)
4. Geochemistry of lead isotope ····· (94)
**Chapter 9 Metallogenesis and metallogenic model of tellurium deposit** ····· (96)
1. Relationship of regional geological-tectonic evolution to metallogenesis ····· (96)
2. Sources of ore-forming substances ····· (99)
3. Physico-chemical conditions of metallogenesis ····· (101)
4. Metallogenic mechanism and evolutional model ····· (106)
**Chapter 10 Prospecting marks and mineral prediction** ····· (108)
1. Assessment of tellurium for known Au-Cu deposits and mineralized occurrences ····· (108)
2. New discoveries of Te-Bi occurrences ····· (110)
3. Prospecting marks for Te-Au-Bi mineral ····· (113)
4. Mineral prediction and prospecting targets ····· (113)
**References** ····· (117)
**Photos and related explanation** ····· (121)
**English brief** ····· (127)

# 第一章　绪　论

## 一、碲元素地球化学特征

1782 年匈牙利化学家缪勒尔·方·莱赫因施坦在研究齐宾比尤尔格金矿时，发现一种元素与金共生。开始将其当作锑，后来认为是铋。随之，贝格曼证实这种与金共生的元素既不是锑也不是铋，直到 1798 年德国化学家克拉普罗兹才分离出这种元素，并厘定了其某些性质，将它称之为“碲”(取拉丁语“tellus”，意为地球)。1832 年贝尔采利乌斯比较详细地研究了碲及碲化合物的性质，发现碲与硫、硒化学性质相似。

碲元素的原子序数为 52，原子量为 127.60，位于元素周期表中的第五周期，第Ⅵ主族。碲有 8 个同位素，即$^{120}Te$、$^{122}Te$、$^{123}Te$、$^{124}Te$、$^{125}Te$、$^{126}Te$、$^{128}Te$、$^{130}Te$，其分布相应为 0.89%，0.87%，1.46%，4.81%，4.99%，18.7%，31.79%和 34.49%。碲原子外层电子数为 6，与硫和硒类似，为非金属。碲金属呈银白色，熔点 452℃，沸点 1390℃（沃里弗松和德鲁日宁，1986）。

## 二、碲矿床研究现状

碲是一种分散元素，在地球圈层中的分布：地壳 $0.0006\times10^{-6}$，地幔 $0.01\times10^{-6}$，地核 $0.52\times10^{-6}$（黎彤，1976）。在地质地球化学循环过程中，碲往往趋向分散。碲作为一种伴生或共生元素，主要产于碲金矿床（美国、加拿大、斐济、中国、巴布亚新几内亚等国家）、铜多金属硫化物矿床（俄罗斯、加拿大、日本、瑞典）、斑岩铜矿床（美国、秘鲁和智利）和热液铀矿床。由于绝大多数矿床含碲量很低，而且碲矿物十分细小，故在研究过程中，涉及到碲的矿床地球化学资料甚少。直到 80 年代，由于一批大型碲金矿床先后被发现，例如，美国的 Cripple creek（Thompson，1985）和 Judith（Zhang Xiaomao et al.，1994），斐济的 Emperor（Ahmad et al.，1987）和巴布亚新几内亚的 Ladolan 和 Porgera（Richards，1993），才引起了地质学家和地球化学家们的广泛关注。碲与金紧密共生，在大多数矿床中主要的含金矿物是碲金矿。碲金矿床在时空分布上与碱性杂岩关系密切，因此，它们通常被论证为与碱性岩有关的矿床。在过去 10 年中，在我国也发现一批碲金矿床。总体可以分为四个类型，即与碱性杂岩有关的碲金矿床，例如东坪（宋官祥，1991）；与Ⅰ型花岗岩有关的碲金矿床，例如杨寨峪（姜信顺，1986；方耀奎等，1988）和大坊（王福山，1986）；与花岗斑岩有关的碲金矿床，例如七宝山（何泗威，1986）和城门山、大宝山（李裕伟，1994）以及与火山岩有关的碲金矿床，例如漯水（汪建明等，1985）和银坑山（罗镇宽，1985）。大水沟独立碲矿床的发现，为碲金矿床家族增添了一个新成员。尽管大水沟矿床以碲为主，金、银、铋等也均富集成矿。

## 三、大水沟碲矿床的发现和研究史

在大水沟周围的悬崖绝壁上曾发现过许多采矿活动遗留下的小坑口和其它痕迹，但未见任何文字记载；80年代初，当地农民在此小规模开采硫铁矿；直到1991年8月，甘肃省天水物资局开发公司叶振林等到此参与采硫铁矿时，发现诸多灰色块状“废石”被弃之于沟谷，并怀疑为铋矿石，遂采样送到湖南株州冶炼厂进行化验分析，结果证明为辉碲铋矿，从而确定大水沟是一个以碲为主的矿床；1992年初，石棉县政府决定停止个体群集无序采矿，成立四川省有色稀贵金属公司以便进行正规采矿活动，并通过公开招标，甘肃省军区后勤部企业局所属的柳林铅锌矿选矿厂厂长杨百川中标，出任公司总经理，进行承包经营。该公司对矿区进行了初步评价后，开始边采边探，并在成都市区建立一个小型分离车间，1993年初出实验阶段产品，碲锭纯度达99.99%。

四川省地质矿产局总工程师骆耀南和成都理工学院曹志敏于1992年秋开始对矿石物质组分进行研究；1993年5月和8月，骆耀南和地矿部总工程师陈毓川等先后到矿区进行考察，提出在矿区进行边探边采的同时，应开展外围普查找矿。随后地质矿产部专门拨款在大水沟及其周围开展了碲多金属矿普查和1∶5万地质填图。与此同时，本项研究得到的地质矿产部和国家科委的联合资助开始启动，旨在深入了解大水沟这一首例独立碲矿床的成矿学，建立矿床成矿模式，开展区域成矿规律总结和成矿预测，提出可靠的找矿标志。

## 四、主要结论和进展

通过近三年的野外和室内工作，深入解剖了大水沟碲矿床及矿区外围成矿规律和成矿预测研究，取得了以下九点结论和进展。

1. 通过物质组成研究，确认大水沟碲矿石中的银、硒和金均为富矿石，其中银、硒和金含量分别为（148～260）$\times10^{-6}$、（100～110）$\times10^{-6}$和（2～80）$\times10^{-6}$。硒和金在块状黄铁矿、磁黄铁矿矿石中也达工业品位。

2. 大水沟碲矿床的一个显著特点是大片状（直径0.2～1cm）自形晶辉碲铋矿集合体的堆集。这是其它含碲矿床从未见有先例的现象，也使此次有机会对辉碲铋矿的物理、光电化学及结构进行全面测试，获得一批更加详细和准确的资料。此外，在大水沟矿区鉴定出一批碲矿物，即辉碲铋矿、楚碲铋矿、硫碲铋矿、碲铋矿、碲金矿、六方碲银矿和自然碲。在同一矿床发现如此多的碲矿物也是比较少见的。

3. 大水沟矿床成矿作用可分为三个阶段，即黄铁矿磁黄铁矿阶段、辉碲铋矿阶段和石英黄铜矿黄铁矿阶段，且以前两个成矿阶段为主。两个阶段成矿作用沿同一组断裂（走向NNE）先后成矿。该组断裂表现为先压后剪张之特点，因此第一阶段矿化在空间上连续产出，第二阶段矿化形成了一系列透镜体。K-Ar和Ar-Ar法放射性测年证实，两个主要成矿阶段分别为燕山早期和燕山中、晚期。第二阶段为碲矿化期，第一阶段矿石虽然也富碲，但未达到工业品位，以产硫铜及锌为主。金矿化出现于三个成矿阶段及一些成矿晚期的石英

脉中。

4. 大水沟碲矿床的成矿围岩变玄武岩被认为是三叠纪火山作用的产物。但在整个川西地区区域上未见三叠纪基性火山活动之痕迹。因而，确定大水沟所在的湾坝穹隆上玄武岩的成岩时代问题尤为重要。本次工作的岩石学、地球化学资料表明这些玄武岩为大陆玄武岩类，与二叠纪峨嵋山玄武岩相似，以富碱为特征。该套火山岩的 K-Ar 法测年为 253Ma，进一步证实其应为峨嵋山玄武岩的一部分。

5. 大水沟矿床三个阶段成矿作用均明显地表现为热水溶液沿裂隙交代沉淀成矿。C、O、H、S 同位素及微量元素、稀土元素地球化学一致表明成矿热液和成矿物质来自深部，抑或直接来自地幔，抑或在碱性岩浆和/或碱性花岗岩浆上侵定位时，经分馏演化而聚集成矿。

6. 大水沟是一个中低温热液矿床。方解石、石英及白云石均一化测温表明成矿温度为第一阶段 360～260℃，第二阶段 260～160℃和第三阶段 180～80℃。其相应盐度为 2.4wt%NaCl～10.1wt%NaCl、8.0wt%NaCl～14.6wt%NaCl 和 0.7wt%NaCl～5.8wt%NaCl，部分地段成矿经历过沸腾作用。

7. 虽然镁铁质火山岩为成矿的直接围岩，但成矿作用却表现出以富集碱质和硅质组分及碳酸盐为特征。在矿脉中，脉石矿物以碳酸盐类（包括白云石、方解石及菱铁矿和菱镁矿）为主，还有黑云母、白云母、钠长石、奥长石、石英、电气石等。在黄铁矿、磁黄铁矿脉和辉碲铋矿矿脉周围分别发育有以黑云母、石英、奥长石、绿泥石、绿帘石和阳起石组合和白云母、石英、钠长石、方解石、阳起石组合的蚀变岩及分带。从矿脉边侧向外，K/Na 比值变化由 4.74、3.12、0.16 到 0.06（原岩），Mg/Fe 比值从 0.94、0.74、0.65 到 0.48（原岩）。以上这些特点均反映出富碱质的成矿流体向外的渗浸交代作用。这种富含 $CO_2$ 和 Cl 并以碱质、硅质组分为主的成矿交代作用，反映出与碱质岩浆或幔流的成因关系。

8. 尽管世界上不乏伴生或共生碲矿床，但大水沟是首例以碲为主的独立碲矿床。在全面详细的地质和地球化学研究基础上提出了地幔柱构造成矿模式。从二叠纪末到喜山期，地幔柱活动是扬子地块西缘构造演化的一个重要形式。富含碱性元素和不相容元素的峨嵋山玄武岩大面积喷发，代表着大型地幔柱活动和下地幔物质的上涌。从三叠纪末到现在，石棉、康定、西昌和攀枝花四个地幔柱枝持续活动。位于石棉地幔柱枝中的大水沟碲矿床的成矿物质主要来自地幔，富 $CO_2$ 和 Cl 的流体搬运 Te 等成矿元素到地壳浅部堆积成矿。大水沟碲矿床是一种浅成中低温热液矿床，沸腾作用、高盐度、高 $f_{Te_2}$、高 $fS_2$ 和低 $fO_2$ 是成矿的重要因素。

9. 配合四川省地质矿产局的区域地质调查，对区内已知金属矿床和矿点的含碲性评价和检测，证明了石棉地区大多数金矿床、铜矿床富含碲元素。个别矿床的碲作为伴生组分可以回收利用。根据大水沟碲矿床成矿地质特征、成矿控制条件和成矿找矿模型，在大水沟地区找到了一批碲矿点和矿化点，还提出了一批成矿预测区和找矿靶区。

本书是一份集体研究成果，由地质矿产部矿床地质研究所、四川省地质矿产局、成都理工学院和成都有色稀贵金属公司共同协作完成。参加工作人员有陈毓川、曹志敏、骆耀南、毛景文、魏家秀、杨百川、银剑钊和周剑雄。全报告共分十章，第一章由陈毓川、毛景文、骆耀南执笔，第二章由曹志敏、骆耀南执笔，第三章由陈毓川、毛景文执笔，第四

章和第五章由毛景文、陈毓川执笔，第六章由毛景文执笔，第七章由魏家秀执笔，第八章由毛景文、魏家秀执笔，第九章由陈毓川、毛景文和魏家秀执笔；第十章由骆耀南、曹志敏执笔。全文由陈毓川、毛景文和魏家秀统编定稿。

本项目执行历时三年，受到国家科学技术委员会、地质矿产部和国家自然科学基金委员会多方资助。由于大水沟是一个罕见的独立稀矿床，其成矿作用和成矿规律是一个探索性很强的课题，故在项目执行过程中资助该项目的三方有关负责人和承担该项目的四个单位的各级组织均给予诸多指导、支持和帮助。在野外工作期间，成都有色稀贵金属公司的郭锋工程师、郭运来工程师等，以及在当地工作的四川省地质矿产局攀西地质队和区域地质调查队也都给予了多方支持和帮助；刘红、王骁虹承担了全书的图件清绘；赵建军和沙俊生承担显微照片拍摄和制作；李红艳在本书初稿完成后期及出版前做了大量的校对和改进方面的工作，在此一并致谢。

# 第二章　区域地质背景

研究区位于川西高原与四川盆地过渡带。区内沟谷纵横，山势险峻，地形条件恶劣。本区大地构造位置隶属扬子准地台与松潘-甘孜地槽接合部、龙门山-大雪山-锦屏山推覆构造中段（图 2-1）。该区由于发生多期构造、岩浆侵入与喷发活动，地质构造甚为复杂。

## 一、构造及其变形特征

### 1. 构造格架及基本特征

根据地震测深资料分析，研究区是一条莫霍面向西倾斜的幔坡带，被安宁河深大断裂所切穿（四川省区域地质志，1991）。该区正处于深断裂带中段，辉绿岩（脉）体广泛分布，西侧有大量印支、燕山-喜山期火成岩出露。主要构造为 NNW 向的大渡河韧性剪切带，次级的宾多韧性剪切带和西沟房韧性剪切带将本区分为三个构造岩片（图 2-2），此即“两带三片”基本构造格架。各构造岩片的主要特征见表 2-1。

**表 2-1　构造岩片基本地质特征表**

| 构造岩片 / 特征 | 洪坝构造岩片 | 大水沟构造岩片 | 雪螺构造岩片 |
|---|---|---|---|
| 沉积建造 | 基性、酸性火山岩建造、火山复陆屑建造、复理石建造、碳酸盐建造 | 含火山复陆屑建造、碳酸盐建造、基性火山岩建造 | 碳酸盐建造、单陆屑建造、含火山复陆屑建造 |
| 岩浆活动 | 基性-酸性火山喷发，基性岩浆侵入 | 基性火山喷发与隐伏碱性岩浆侵入（?） | 酸性火山喷发、超基性-基性岩浆侵入 |
| 变质作用 | 区域动力热流变质绿帘石绿纤石相-低绿片岩相 | 构造动力变质低绿片岩相-高绿片岩相（铁铝榴石角闪岩相） | 区域低温动力变质作用浅绿片岩相 |
| 构造变形 | 浅层相似褶皱、破-流劈理、韧性剪切带，固态流动变形相 | 浅中构造层掩卧褶皱、脆碎（?）热穿塵体结晶片理，固态流动变形相 | 浅层弯滑-弯流褶皱同隔劈理，脆-韧性剪切带，变曲滑动变形相 |
| 成矿作用 | 岩浆熔离型磁铁矿床 | 中低温热液型铜多金属矿床 | 剪切带型金银矿床 |
| 微量元素组合带 | Ni、Cr-V、Ti、Ga | V、Ti、Cu-Ga、(Te、Se) | Ni、Cr、V、Ti-Ga |

据四川省地质矿产局区域地质调查队（1994）。

（1）宾多滑脱-推覆韧性剪切带

位于九龙县洪坝乡宾多，是分割洪坝构造岩片和大水沟构造岩片的主界面。剪切带受后期变形叠加，产状变化较大，总体呈 NNE-SSW 向，出露宽度大于 1000m。

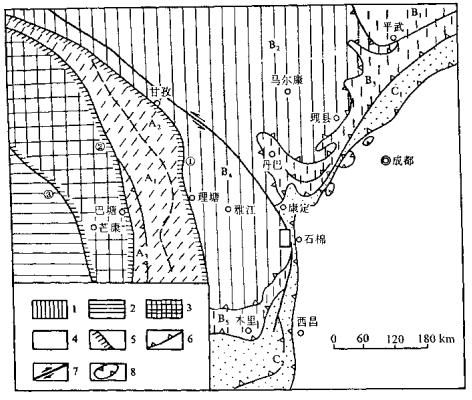



图 2-1 研究区区域构造图

1—松潘-甘孜造山带；2—冈瓦纳大陆；3—羌塘-昌都微大陆；4—扬子克拉通；5—蛇绿混杂岩带；6—滑脱逆冲带；7—平移断层；8—飞来峰。A—西部结合带；$A_1$—义敦火山岛弧带；$A_2$—主动陆缘复理石增生楔；$A_3$—中咱推覆。B—造山带包体；$B_1$—摩天岭逆冲-滑脱叠置岩片；$B_2$—巴颜喀-马尔康逆冲-滑脱叠置岩片；$B_3$—丹巴逆冲-滑脱叠置岩片；$B_4$—雅江逆冲-滑脱叠置岩片；$B_5$—木里逆冲-滑脱叠置岩片。C—造山带前缘逆冲楔；$C_1$—龙门山前缘逆冲带；$C_2$—盐源前缘逆冲带。①—甘孜-理塘蛇绿混杂岩带；②—金沙江蛇绿混杂岩带；③—澜沧江蛇绿混杂岩带

剪切带主要发育在三道桥组内，宏观上表现为一强应变带，并显示自东向西逐渐减弱的趋势。剪切带东界为第四系掩盖，走向上可与大水沟构造岩片不同单元接触。

剪切带面理构造发育，由云母夹柱状矿物集中呈带出现。拉伸线理宏观上主要由浅色方解石集合体呈梭状散布在深色方解石糜棱基质中，且具强烈优选定向分布，走向 NW-SE。

剪切带中发育的动力变质岩石类型有含透闪方解糜棱岩、含石英方解糜棱岩、方解糜棱岩、绢云方解糜棱岩和糜棱岩化大理岩等。岩石普遍具糜棱构造、破碎糜棱构造、似流动构造和条带状构造。碎斑主要由石英、钾长石和方解石组成，多呈透镜状、眼球状，其内具亚颗粒化、波状消光、变形双晶、变形带和变形纹等多种晶体内部应变特征。基质方解石和石英等动态重结晶呈拉伸条带状分布。

剪切带内特征变质矿物有透闪石、白云母和绢云母等，其动力变形变质温压环境大致与低绿片岩相相当，为浅-中地壳层次变形的产物。

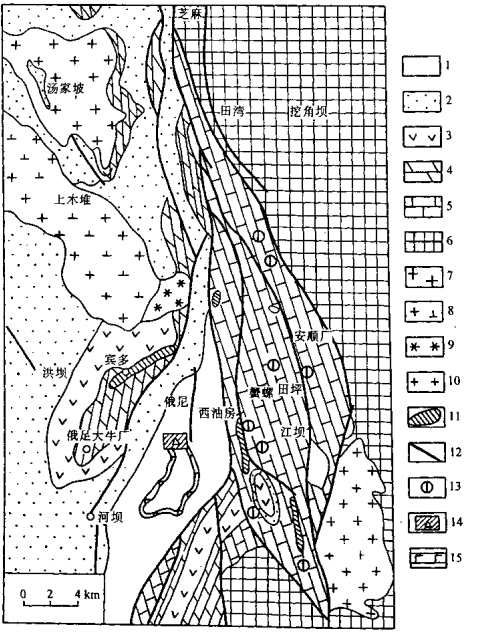



图 2-2 石棉县大水沟地区区域地质图

1—三叠系板岩、片岩、大理岩；2—板岩、片岩、大理岩；3—二叠纪变玄武岩；4—下二叠统大理岩；5—泥盆系变质砂岩、板岩、大理岩；6—前寒武纪基底；7—燕山期花岗岩；8—燕山期石英闪长岩；9—燕山期碱性岩；10—晋宁期花岗岩；11—海西期基性岩；12—断层；13—Cu-Au 矿床；14—大水沟稀矿床；15—三叠纪变玄武岩

区域构造分析表明剪切带形成于晚三叠世末，与自北向南的滑脱变形有关。

剪切带在后期变形过程中产生重褶，有间隔破劈理形成，并切割先存的糜棱面理。此

外尚被脆性逆冲及平移断层切割。破裂糜棱岩中，石英采用电子自旋共振法测得年龄为15.9Ma，表明最新的一次强烈改造发生在第三纪中新世。

（2）西油房逆冲-推覆韧性剪切带

位于石棉县蟹螺乡西油房。是分割大水沟构造岩片与蟹螺构造岩片的主界面，也是惯称的“槽”与“台”分界断裂。剪切带总体走向为南北，北延切割宾多滑脱剪切带。

剪切带沿倾向产状变化较大，总体向西倾斜。倒向上剪切带由强、弱面理置换带相间分布构成一高应变带。变形强度总体向东减弱，并逐渐过渡为弱变形区，其西界受后期反向逆冲断层改造，与大水沟岩片溜沙坡群第四组呈突变接触。

带内动力变质岩石类型主要为长英质糜棱岩、碎斑糜棱岩、绢云（绿泥）千糜岩、钙质千糜岩和糜棱岩化砂岩等。岩石具糜棱结构、残斑糜棱结构、眼球状构造、透镜状构造和条带状构造。碎斑以石英为主，次为长石和方解石。

2. 构造变形序列

自晚三叠世以来，西油房地区受到了秦岭造山带、三江造山带和扬子陆块相互作用的影响，开始进入陆内造山发展的新阶段，在南北向和东西向双向挤压收缩交替的构造体制下发生了多阶段、多期次构造变形。其中以晚三叠世末至早、中侏罗世和新第三纪的构造变动对该区构造格局的形成影响较大。

（1）晚三叠世末多层次滑脱-推覆作用

随着古特提斯洋消减闭合板块间的相互碰撞，晚三叠世末开始转化为陆内造山阶段，在南北向挤压收缩体制下陆壳加厚，产生多层次滑脱—推覆作用。区内沿差异显著的岩系界面产生自北而南的多层次滑脱、推覆作用，导致洪坝构造岩片和大水沟构造岩片的叠置和宾多滑脱、推覆剪切带的形成。与此同时，西部洪坝构造岩片和大水沟构造岩片产生构造动力热流变质。

（2）早～中侏罗纪双向收缩作用

在南北向和东西向双向挤压体制下，区内产生同造山收缩变形，各构造岩片形成一系列枢纽走向稳定而侧伏角变化于+90°～—90°的同劈理褶皱，并导致大水沟构造岩片与蟹螺构造岩片的叠置和西油房逆冲-推覆韧性剪切带的形成；与该期变形相伴随，区内各构造岩片产生区域变质。毗邻雅江地区三叠系中同造山区域变质矿物伊利石 K-Ar 同位素年龄为173.3Ma（夏宗实，1993）。

3. 晚侏罗世-白垩纪热隆伸展作用

（1）区内大水沟构造岩片同造山深熔岩浆承袭先存背斜构造上侵，导致大水沟穹窿构造定型。

（2）第三纪以来的平移和逆冲-推覆作用

由于受印度板块与欧亚板块碰撞的影响，区内各构造岩片形成一系列走向北西或北北西向具张压、扭交替活动特点的韧性、脆-韧性或脆性剪切带，剪切带内石英采用电子自旋共振法（ESR）测年或多硅白云母采用 K-Ar 法测年，均为 4.9～21.2Ma，表明峰期变形作用为新第三纪中新世。与此同时，形成以广金坪、金鸡台、黄水沟等为代表的一系列剪切带金矿床。大岩房西脆性剪切带中未固结断层泥内石英电子自旋共振法测得年龄为0.16Ma，表明本区剪切带在第四纪晚更新世晚期尚发生过强烈活动（四川省地矿局区调队，1994）。

## 二、地层及其变质作用

1. 地层岩性特征

研究区出露地层由老至新为：中泥盆统大理岩、板岩；下二叠统大理岩、上二叠统变质玄武岩、板岩和大理岩；中、下三叠统浅变质碎屑岩、碳酸盐岩夹变玄武岩；上三叠统、下侏罗统的砂、页岩及上第三系和第四系（图 2-2）。

鉴于构造岩片被区域性推覆、滑脱、剥离或平移韧性剪切带所分割，其建造与变质特征不应具有大地构造环境方面的内在联系和过渡关系，因而我们按不同岩片自西向东分别叙述如下。

（1）洪坝构造岩片

洪坝构造岩片地层归属及划分方案颇多，分歧也较大，经四川省地矿局区调队（1994）查明属巴颜喀拉地层区，玛多-马尔康地层分区雅江小区，自下而上可划分为二叠系三道桥组、大石包组，二叠-三叠系菠茨沟组，三叠系扎杂山组、杂谷脑组和侏倭组。

①三道桥组（Ps）

分布在彭家一带。上部为灰黑色糜棱岩化含石墨透闪大理岩夹白色片状石英岩条带，偶夹灰色片状白云母石英大理岩；中、下部为浅灰、灰色块层长透镜状糜棱岩化大理岩、灰色糜棱岩化大理岩夹黑色大透镜状糜棱岩化含石墨石英大理岩、灰白色片状石英岩条带，偶夹灰色糜棱岩化含棘屑大理岩和白云石绢云千糜岩。厚度大于 912.39m。

本组都被宾多韧性剪切带切割，顶部在剖面上有基性岩床侵入，未见与下伏地层接触，与上覆大石包组为整合接触。该组以出现较多角砾状岩石为特征。

②大石包组（Pd）

分布于火山沟一带。可分为上，下两段，总厚 2074m。下段为暗灰绿色块状变玄武质含集块角砾岩、块状变玄武质凝灰角砾岩与块层杏仁状变质玄武岩、变玄武质岩屑凝灰岩、变玄武质岩屑凝灰岩韵律互层，厚 355.75m；上段为灰绿色枕状变质玄武岩与块状变质玄武岩韵律互层，偶夹灰绿色玄武质凝灰岩，厚 1718.32m。

本组以发育一套玄武质火山岩为特征，明显区别于下部岩石地层单元。顶界以大套玄武岩结束，以出现大量杂色片岩、灰岩为标志，作为与上覆层菠茨沟组的分界。

③菠茨沟组（PTb）

分布于洪坝电站一带。可划分为上、中、下三段，总厚 1732.45m。下段岩性为深灰色、灰绿色次闪绿泥钠长片岩、黑云绿泥钠长片岩、含黑云母绢云钠长绿泥片岩、钠长绿泥片岩夹浅灰、灰色薄板～中厚层粉晶灰岩，上部夹一层厚约 20m 的变质枕状玄武岩。以灰色片岩及灰岩结束，与中段灰绿色片岩夹浅灰绿色灰岩条带分界，其间为整合接触，厚 398.02m；中段岩性为灰绿色钠长绢云绿泥片岩、斑点状钠长绿泥片岩、钠长白云母绿泥片岩夹少量浅灰绿色绿泥方解钠长片岩和同色条带-薄板状粉晶灰岩。与上段底部紫灰色板岩整合接触，厚 626.12m；上段岩性杂色（紫灰、灰绿、紫绿灰）绿泥钠长绢云板岩、斑点状白云石钠长绢云板岩夹浅紫灰、灰白色条带、薄板状白云石钠长浅粒岩和片状方解钠长岩，偶夹灰色细晶灰岩透镜体及变质、流纹质英安岩或流纹斑岩。顶部以杂色（灰黄、灰绿、紫红）白云质绢云板岩与上覆扎杂山组灰岩整合接触，厚 708.31m。

④扎杂山组（Tzg）

分布于小堡子一带。岩性为灰至深灰色薄～中厚层粉晶灰岩、含泥质石英微晶灰岩与灰色变质泥质粉砂岩，灰、灰绿、灰黄及紫红色绢云板岩或千枚岩不等厚互层，夹石英粉晶白云岩及白云质硅质岩，厚 208.00m。

本组以灰岩或大套板岩结束，与上覆层杂谷脑组砂岩分界，其间为整合接触。该组以其灰岩与其细碎屑岩间互的岩性组合为特征，明显区别于上、下岩石地层单元。区内本组厚度变化较大，南西洪坝梁子一带厚 308.77m，向北东至小堡子剖面厚 52.7m，总体显示由南西向北东变薄的趋势。

⑤杂谷脑组（Tz）

分布于小沟一带。岩性为灰、深灰色中层～厚层浅变质钙质石英砂岩、白云质石英砂岩、岩屑石英砂岩、长石石英砂岩或钙质石英杂砂岩夹深灰色粉砂质绢云板岩及薄层～中层变质石英粉砂岩。下部部分层段可见砂板岩互层。厚 1099.5m。

该组以大套块层砂岩结束，以出现砂板岩韵律互层作为侏倭组的分界标志。其间为整合接触。

⑥侏倭组（Tzh）

分布于小沟上游。岩性为灰、深灰色薄、中厚层局部夹厚层不等粒变质长石石英杂砂岩、白云质石英杂砂岩与深灰色薄～中层变质石英砂岩，深灰、灰黑色粉砂质绢云板岩不等厚韵律互层。其顶未见出露，底与下伏层杂谷脑组整合接触，厚度大于 1551.04m。

(2) 大水沟构造岩片

大水沟构造岩片在 1∶20 万石棉幅地质报告中统称为溜沙坡群，因获海百合茎 Traumatocrinus cf. hsüi 面归属为中下三叠统。在距命名剖面北侧数千米的大水沟和洪坝简易公路上，岩相、火山活动、变形变质特征等方面均与区域上同期地层难于对比，区调队（1994）仍沿用溜沙坡群称之，并据岩性组合差异，进一步划分为 8 个非正式组级单元。各组特征如下：

①第一组（$Ti_1$）

岩性为白色、灰白色含深灰色条带中厚层、厚层粗晶、伟晶大理岩，底未出露。厚度大于 457.23m。

本组与上覆层第二组岩性呈突变关系，但产状协调。后者底部为斜长硬绿泥石变粒岩（原岩为玄武岩）。

②第二组（$Ti_2$）

岩性为灰黑、暗灰绿色阳起石片岩、黑云阳起绿帘片岩、绿帘绿泥片岩，阳起黑云绿帘石英片岩夹斜长硬绿泥石变粒岩、绿帘二云片岩、白云石英片岩、白云母白云石片岩及少量灰绿色绿泥石榴白云片岩、钠铁闪石方解片岩。厚 104.86m。

本组与上覆层第三组岩性显示渐变特点，产状协调，为整合接触。

③第三组（$Ti_3$）

岩性为灰白、白色含灰色条带状中～粗晶大理岩，下部夹深灰色含炭质白云母方解片岩，底部为灰黑色薄板状大理岩与灰绿色白云母钠长片岩互层，厚 173.77m。其沉积环境为碳酸盐台地。

本组与上覆层的接触关系未见及，有资料表明其间为整合接触。

④第四组（$T_{i_4}$）

本组中、下部岩性为灰色薄～厚层夹块层千枚状石英杂砂岩、深灰色绢云石英千枚岩。上部岩性为灰、灰绿、灰白色二云方解片岩、绢云绿泥片岩及含菱铁矿斑点白云母片岩夹灰色薄板状或条带大理岩，偶有厚一块状大理岩夹层。厚 756.28m。

本组与上覆第五组岩性呈渐变过渡，产状协调一致，为整合接触。

⑤第五组（$T_{i_5}$）

岩性为浅灰、灰白色厚～块层脱白云石化（去 Mg）中晶大理岩，底部为灰－深灰色薄～中厚层大理岩，属开阔台地沉积。厚 388.04m。

本组与上覆第六组呈渐变过渡，产状协调一致，为整合接触。

⑥第六组（$T_{i_6}$）

下部岩性为灰绿色夹深灰、灰紫色白云母钠长石片岩、绿泥黑云钠长片岩、黑云绿泥钠长片岩、钠长黑云片岩，钠长二云片岩偶夹灰白色薄～厚层大理岩及灰绿色厚层变质玄武岩；上部岩性为灰色绢云千枚岩与薄～中厚层千枚状细粒石英杂砂岩或细晶灰岩不等厚互层。厚 882.46m。

本组与上覆层第七组岩性渐变过渡关系。

⑦第七组（$T_{i_7}$）

岩性为灰～深灰色薄板状中厚层细晶灰岩（大理岩）夹方解二云片岩、二云钠长白云石片岩，偶夹角砾状灰岩。厚 831.71m。

⑧第八组（$T_{i_8}$）

下部岩性为灰色绢云绿泥石千枚岩。绿泥白云母白云石片岩夹少量白云岩条带；上部为灰、灰绿色白云母绿泥石片岩、绿泥白云母白云石片岩、黑云绿泥钠长片岩夹白云岩及灰岩条带，顶部断失。厚度大于 1404.72m。

（3）玺螺构造岩片

玺螺构造岩片的地层主体为稳定型、次稳定型碳酸盐岩和碎屑岩建造，且已明显变质，与台区九顶山小区地层类似，故采用九顶山小区地层系统名称。

区内本构造岩片自下而上发育有震旦系观音崖组、灯影组、志留系茂县群、泥盆统棒达组、河心组、二叠系铜陵沟组、峨嵋山玄武岩及白果湾组。

①茂县群

为一套滨岸浅海相碳酸盐岩、碎屑岩夹火山岩建造。据岩性组合特征可三分为：下部灰绿色绢云绿泥千枚岩夹少许薄层或透镜体大理岩，与下伏震旦系灯影组为假整合接触；中部为白云岩；上部以杂色千枚岩为主夹变质砂岩、白云岩、变质酸性火山岩。其岩性可以与同一沉降带上的康定海船山剖面对比。据此划分三个非正式组级单位，而本区仅见下述两个组。

a. 第二组（$SM_2$）

岩性为灰白、浅灰、灰色厚层残余亮晶砂屑白云岩、薄-中厚层粉-细晶白云岩间互，下部偶夹绢云千枚岩，底部断失。厚度大于 114.54m。

本组与上覆第三岩组底部片理化珍珠岩间划界，岩性突变，上下产状协调一致，为整合接触。

b. 第三组（$SM_3$）

底部岩性浅灰、灰、深灰色片理化珍珠岩、块状变质似球粒流纹岩、片理化流纹质晶屑、岩屑凝灰岩、片理化流纹质晶屑角砾凝灰岩夹流纹质凝灰角砾岩；下部岩性为灰色中～厚层细晶白云岩与灰白色中～厚层石英砂岩和千枚状钾长石英粉砂岩，韵律成段互层；上部岩性为浅灰绿、灰绿色绢云石英千枚岩、含砂质硬绿泥绢云千枚岩、绢云千枚岩、绢云绿泥千枚岩夹灰白色、浅紫色千枚状长石石英杂砂岩、片理化含炭质细砾岩、砂屑岩屑细砾岩及残余砂屑白云岩。厚 490.72m。

本组与上覆泥盆系榨达组为断层接触。

②榨达组（Db）

岩性为深灰、灰黑、黑色含炭质绢云板岩、粉砂质绢云板岩夹灰色中-厚层变质石英杂砂岩、细砾岩偶夹含砾砂岩、砂屑灰岩、砂质白云岩及流纹质晶屑岩屑熔结凝灰岩。板岩中产化石，顶底部缺失，厚度大于 1524.11m。

③白果湾组（Tbg）

仅在大岩房之东有零星分布，呈断块出现。岩性为深灰-灰黑色炭质千枚状板岩夹少量深灰色薄层粉砂岩，二者之比为 5～10∶1，局部夹煤层。与相邻地层为断层接触，厚度小于 21.99m，沉积环境为山间盆地沉积。

2. **变质带与变质类型**

（1）变质分带及其特征

①粘土杂基蚀变带

主要发育于洪坝构造岩片之三叠系扎尕山组、杂谷脑组、侏倭组。

该带变质岩石类型主要为变质砂岩、变质粉砂岩、绢云板岩、粉-细晶灰岩等。该带砂岩、粉砂岩中杂基均已蚀变；变质砂岩中层状硅酸盐矿物除个别样品显示弱定向性外，绝大部分呈无序分布；而粉砂岩中绝大部分新生层状硅酸盐矿物定向排列。砂岩碎屑石英多呈典型的齿状边。泥岩已转变为板岩，定向构造明显。灰岩有较弱的重结晶，具粉-细晶结构特征，变质矿物仅见绢云母和绿泥石。变质泥质岩中典型矿物共生组合为：

绢云母＋绿泥石＋石英

②石英岩构造带

洪坝构造岩片二叠、三叠系菠茨沟组中段上部和上段，蟹螺构造岩片志留系茂县群第二组、第三组和泥盆系榨达组分布区即属该带。变质岩石类型主要有绢云板岩、凝灰质板岩、石英砂岩、方解钠长浅粒岩、细晶灰岩、细晶白云岩和变质粉砂岩等。该带以砂岩出现石英岩状镶嵌结构为标志，杂砂岩及粉砂岩基质全蚀变且作定向排列。板岩定向结构明显，部分已向千枚岩转化；碳酸盐岩重结晶明显，多呈细晶结构，含泥质较多，显示出明显的定向结构。特征变质矿物仍以绢云母和绿泥石为主，偶见新生钠长石。变质基性岩中典型变质矿物共生组合为：

钠长石＋绿泥石＋绢云母＋石英

③刺状构造带

在洪坝构造岩片二叠系三道桥组和大包石组、二叠-三叠系菠茨沟组中、下段以及刘亭米基性岩床中发育。变质岩石类型主要有绿泥片岩、钠长片岩、方解片岩、结晶灰岩、大理岩、变质玄武岩等。以变质凝灰质泥岩中出现白云母和雏晶黑云母为标志。该带内片岩具微晶结构、片状构造，特征变质矿物主要有白云母、雏晶～微晶黑云母、钠长石、黝帘石等；变质玄武岩和变质辉绿岩中劈理化带内见有黝帘石和微晶黑云母，而绝大部分变质

基性岩石结构不具定向性，但其组分全部蚀变；碳酸盐岩重结晶呈镶嵌结构，部分已转化为大理岩，含泥质者有白云母生成。变玄武岩中典型变质矿物共生组合为：

微晶黑云母＋绿泥石＋钠长石＋石英

黝帘石＋微晶黑云母＋绿泥石＋钠长石＋石英

黝帘石＋微晶黑云母＋绿泥石＋绢云母＋钠长石

黝帘石＋透闪石＋阳起石＋绿泥石＋钠长石

黝帘石＋绿泥石＋绢云母＋钠长石

白云母＋绿泥石＋钠长石＋石英

④黑云母带

大水沟构造岩片中三叠系溜沙坡群第三组至第八组即属该带。变质岩石类型主要有二云母片岩、白云母片岩、白云母绿泥片岩、白云母白云石片岩、黑云绿泥钠长片岩、二云钠长白云石片岩、细晶～中晶大理岩、千枚状石英杂砂岩和绢（白）云母石英千枚岩等。以出现黑云母＋白云母的特征组合为标志。变质泥质、凝灰质岩石均形成变晶结构的片岩，片状构造发育；变质杂砂岩均具千枚状构造，部分已向片状构造过渡；灰岩类形成大理岩并具粒状镶嵌结构，颗粒直径一般为0.5～2mm。变质泥岩中典型变质矿物组合为：

黑云母＋白云母＋钠长石＋石英

黑云母＋黝帘石＋钠长石＋石英

黑云母＋钠长石＋方解石＋石英

⑤铁铝榴石带

大水沟构造岩片中溜沙坡群第一组和第二组属之。变质岩石类型主要为绿泥石榴白云母片岩、阳起石片岩、阳起黑云绿帘石英片岩、含钠闪石榴蓝晶白云母片岩、绿帘绿泥片岩、绿帘二云片岩、斜长硬绿泥石变粒岩、钠铁闪石方解片岩、大理岩和白云母白云石大理岩。该带以变质泥质岩中铁铝榴石的出现为标志，泥、砂质岩石已转变为片岩，片状构造发育，并以鳞片粒状变晶结构、斑状变晶结构和残缕构造为代表。灰岩类均形成具镶嵌结构的大理岩，矿物粒径达2～9mm。变质泥岩中典型变质矿物组合为：

铁铝榴石＋白云母＋绿泥石＋石英

黑云母＋白云母＋方解石＋石英

铁铝榴石＋蓝晶石＋斐长石＋钠长石＋石英

（2）变质作用类型与变质相

①构造动力变质

区内洪坝构造岩片和大水沟构造岩片构成一个自西向东的连续递增变质带体系，表明它经历了共同的变质过程。构成递增变质带的特征变质矿物均沿区内早期的滑脱剪切面理（$S_1$）定向分布，表明递增变质带的形成与自北向南的滑脱剪切事件有关。变质作用属构造动力热流变质作用类型。

构造动力变质带内出现中压变质相系的标型矿物蓝晶石，与铁铝榴石共生，由西向东连续出现葡萄石、绿纤石相的粘土杂基未蚀变带和石英岩状构造带压力区间为0.1～0.55GPa，温度大致介于200～250℃（四川省地矿局区调队，1994）；低绿片岩相的刺状构造带和黑云母带压力区间在0.25～0.55GPa，温度350～450℃；高绿片岩相的铁铝榴石带，温压区间为：$P$=0.25～0.55GPa，$t$=450～550℃。

本区岩石中观察到实际变质反应限定的相对温度增量（刺状构造带至铁铝榴石带，温度增量为140℃）和实际地壳厚度（相应变质带厚度为10km），其比值为14℃/km即为本

区平均地热增温率。采用房立民、杨振声等（1991）推荐的中压与高压相系分界地热增温率分界值10℃/km，则本区属中级变质程度递增变质带。

②区域低温变质

蟹螺构造岩片内无明显的变质分带。区域变质矿物均沿同褶皱劈理（$S_1$）定向分布，仅见特征变质矿物如绢云母、绿泥石和钠长石，变质过程中无明显热扰动。变质作用与区域同造山收缩变质作用有关，属区域低温动力变质作用类型低绿片岩相。

## 三、火成岩

区内火成岩出露广泛，主要有晋宁期的花岗岩、石英闪长岩等侵入岩，分布于蟹螺岩片以东；前中泥盆统变酸性火山岩，分布在蟹螺岩片南侧江坝及其以南地区；海西期的基性岩、超基性岩主要在蟹螺岩片和洪坝岩片中出露，其中还分布大量的二叠纪峨嵋山玄武岩。此外，区内及西侧邻近地带常见印支、燕山-喜山期的花岗岩、二长花岗岩、闪长岩、石英闪长岩等侵入岩或岩脉。

1. 火山岩及其构造环境

（1）基性火山岩

主要分布于大石包组和菠茨沟组中。

大石包组下部为玄武质集块火山角砾岩、火山角砾凝灰岩、玄武岩或枕状玄武岩组成爆发相堆积，厚355.75m；上部由枕状玄武岩和块状玄武岩组成喷溢相堆积，厚1718.32m。菠茨沟组则以玄武质凝灰岩、凝灰质砂泥岩夹枕状玄武岩为特征。

玄武岩具块状构造、枕状构造、斑状构造，残余火山结构。矿物主要由钠长石、绿帘石、透闪石、绿泥石、方解石组成。

玄武质凝灰岩、含火山角砾凝灰岩，具凝灰结构、含火山角砾凝灰结构。岩屑以玄武岩（钠黝帘石化和透闪石化）、基性凝灰岩为主。粒度0.4～2mm，少量大于2mm；胶结物为玄武岩，熔结胶结或孔隙充填式胶结。

玄武质火山角砾岩呈块状构造、火山角砾结构，角砾以玄武岩、凝灰岩为主，次为晶屑，呈次棱角状至棱角状外形，无明显熔蚀和磨损，粒径为4～18mm。胶结物为玄武质玻璃（?），孔隙充填式胶结。

岩石化学组成与世界主要裂谷带玄武岩相类似，显示板内裂谷型玄武岩特征（四川省地矿局区调队，1994）

侵入于大石包组玄武岩中的基性岩床（辉绿岩），其化学成分特征与二叠系玄武岩十分接近，显示属同源特点。

（2）酸性火山岩

分布于菠茨沟组上段，岩石为流纹质英安岩、流纹斑岩。与玄武岩构成双峰式火山岩组合，显示出裂谷环境。

流纹质英安岩具斑状结构、基质霏细结构，块状构造。斑晶由石英、更长石组成，具熔蚀外形。基质由霏细状长英集合体组成，并多蚀变生成绢云母、方解石。

流纹斑岩呈斑状结构、块状构造。斑晶为钠长石，基质由钠长石、石英等组成，强烈绢云母化。

岩石化学组分与该组玄武岩属同源岩浆分异产物（四川省地矿局区调队，1994）。

2. 侵入岩及其产出特点

区内侵入岩主要在东部广泛出露晋宁期钾质花岗岩（$\gamma_2^3$），呈岩基状，是本区最古老的基底岩石，多种同位素年龄值在800～1000Ma之间，时代属中元古晚期。岩体展布方向与晋宁期区域构造线一致，沿NNW向大渡河断裂分布，多数属中浅剥蚀程度，小岩体剥蚀程度较浅。

海西期基性岩（$N_2^1$），包括一些超基性岩脉/体）分布较多，主要集中于西油房和宾多断裂两侧呈脉状（岩墙）或透镜状产出，以辉绿岩、辉长岩和纯橄岩、橄榄岩和辉石岩为主。一般认为属海西晚期（侵位于峨嵋玄武岩层内），同位素年龄约260±20Ma。

印支期中-酸性岩在中西部和东南角出露，呈岩株状，主要岩性有闪长岩和普通花岗岩，一些碱性正长岩类小岩体也属该期。岩体内含深源暗色包体，根据邻区同期岩体同位素测试年龄（190.8～214.7Ma）推断，该期侵入活动应为印支晚期。

燕山期和燕山-喜山期的侵入岩在邻区（贡嘎山复式岩体）及本区西北角出露，多以岩株状斜长花岗岩和二长花岗岩为主。在大水沟穹隆体还产出较多的次火山岩脉（体），如闪长纷岩、花岗斑岩和石英正长斑岩等。根据卫星遥感解译结果，区内若干环形影像可能是隐伏火成岩体所致。该期岩浆活动属同造山期花岗岩浆活动的一部分。在西侧，邻近地区各岩体的同位素年龄变化于70～132.5Ma和54～92Ma之间（四川省区域地质志，1991）。

此外，大水沟穹隆体核部构造带中常见辉绿岩脉产出，其间辉石蚀变为普通角闪石，长石蚀变为更长石，普通角闪石晶体残留更长石包体。主要的元素异常（Bi、Au、As、Sb、Ag等）与其有关（四川省物探队，1993）。

## 四、区域热事件与成矿作用

1. 地质构造演化

本区及邻近地区地质构造演化可划分为三个主要的阶段。

（1）前震旦纪俯冲消减期

前震旦纪岩石出露于石棉田湾～挖角坝一带。中元古代岩浆岩主体为一套钠质系列花岗岩，出露于田湾附近。岩石类型为闪长岩、石英闪长岩和英云闪长岩。其中闪长岩内见较多深源暗色包体，闪长岩角闪石K-Ar年龄为1005Ma（四川省区域地质志，1991）。岩系具岛弧或山弧性质，推测与扬子陆块西缘局限洋盆向东俯冲消减有关。

挖角坝一带出露一套钾质花岗岩，岩石类型主要为二长花岗岩和钾长花岗岩，其中的中粗粒二长花岗岩黑云母K-Ar年龄为635Ma，为后期叠加年龄。原岩形成于早震旦世，岩石化学和地球化学特征表明它具同造山“S”型花岗岩特点，推测与扬子陆块西缘陆块的碰撞作用有关。前震旦纪本区出活动陆缘向稳定陆块转化，区域上广泛分布的震旦系上统不整合于上述前震旦纪变质或岩浆杂岩之上，标志着这一转化作用形成。

（2）震旦～三叠纪隆升-裂陷期

晚震旦世地层出露于毗邻的新民一带。早期为后澄山类磨拉石建造（观音崖组），晚期为碳酸盐岩建造（灯影组），代表晚震旦世为一相对稳定时期。寒武～奥陶纪地层的缺失，标志着本期隆升作用加剧；志留～泥盆纪陆屑式建造与碳酸盐岩建造的交替以及火山岩的存在（茂县群第三组、泥盆系棒达组），碎屑岩物源的陆块性质表明稳定陆壳已具有一定的活动性。二叠纪时，本区活动性进一步增加，并导致了东部和西部的分化。东部上盘螺构

造岩片早二叠世为稳定陆表海碳酸盐沉积，西部洪坝构造岩片为活动型大陆斜坡滑塌碳酸盐沉积；晚二叠世，西部发育厚度巨大的、以枕状玄武岩为代表的陆缘裂谷玄武岩建造，伴有基性-超基性岩床侵入，东部玄武岩厚度明显变薄，且具大陆裂谷玄武岩特点，部分基性岩浆则以岩脉或岩墙的方式贯入。

上述情况表明，本区东、西地壳构造具明显差异，同时反映出了本区裂谷作用已达到顶峰阶段。早、中三叠世，本区中部大水沟构造岩片沉积了以溜沙坡群为代表的陆缘海碎屑-碳酸盐沉积，并夹多层陆缘裂谷基性火山岩，西部的洪坝构造岩片此期沉积了以菠茨沟组、扎尔山组为代表的火山弧间海相基性凝灰岩、泥质及碳酸盐沉积夹典型裂谷双峰式基性、酸性火山岩，沉积物源区特征亦完全不同。大水沟构造岩片陆源碎屑岩源区具典型再旋回造山带性质，而洪坝构造岩片沉积物几乎全来自内源即火山源 。上述反映了早、中三叠世本区大水沟构造岩片和洪坝构造岩片具有不同沉积构造演化特点，但均继承了二叠纪形成的堑垒式裂陷盆地构造格局。晚三叠世，本区西部洪坝构造岩片继续强烈下陷，形成了以杂谷脑组和侏倭组为代表的被动陆缘海复理石沉积，厚度巨大；东部蟹螺构造岩片沉积了以白果湾组为代表的山间河湖相含煤碎屑堆积。可见本区的东、西分化达到顶峰。

三叠纪末，由于古特提斯洋的消减闭合致使昌都陆块与扬子陆块碰撞，导致扬子陆块西缘“地槽”的快速隆升，本区构造演化亦进入了大规模造山和陆内变形的新阶段。

(3) 中～新生代造山期

晚三叠世末，由于近东西向结合带的率先闭合，在近南北向挤压收缩体制下产生多层次滑脱剪切作用，导致地壳叠置增厚。区内洪坝构造岩片沿宾多滑脱、推覆韧性剪切带自北向南叠置于大水沟构造岩片之上，并发生了区域动力热变质作用。变质作用较低的地势梯度和顺时针 $P-T-t$ 趋势（四川省地矿局区调队，1994）表明深部源补给不足，陆壳具碰撞快速增厚的特点。

随着金沙江古特提斯洋的闭合，昌都陆块与扬子陆块的碰撞，本区转入陆内造山阶段。在南北向和东西向双向挤压构造体制下，产生强烈的收缩变形，区内形成枢纽走向稳定、侧伏角变化于＋90°～－90°之间的同劈理褶皱和系列逆冲-推覆韧性剪切带是此期的典型代表；与此同时，由于造山作用向前陆的扩展，导致洪坝构造岩片和大水沟构造岩片自西向东逆冲-推覆于蟹螺构造岩片之上，并经历了同褶皱和区域变质作用。蟹螺构造岩片形成新的区域变质带，洪坝构造岩片和大水沟构造岩片则表现为先期构造动力热流变质作用岩石叠加退变质作用，这一过程发生于早、中侏罗纪。

晚侏罗世至白垩纪，本区大水沟构造岩片同碰撞深源岩浆承袭先存在背斜构造，向上侵产生热隆伸展变形，最终形成大水沟穹隆构造。与此同时，来自于深源岩浆的含矿热液沿穹隆体轴部构造裂隙上升就位。

此期毗邻石棉草科～江宫山地区，同碰撞或碰撞后的二长花岗岩和角闪正长岩相继侵位，草科一带尚伴有与岩浆侵位有关的动热变质带形成，变质岩及侵入岩 K-Ar 同位素年龄均为 92.3～141Ma。此外，洪坝构造岩片菠茨沟组三段底部绿片岩（原岩为基性凝灰岩）全岩 K-Ar 年龄为 83.3Ma，即此期构造活动的反映。

第三纪以来，受印度板块与欧亚板块碰撞和太平洋板块向西俯冲的影响，本区各构造岩片产生韧性、脆韧性或脆性剪切变形，形成一系列平移或逆冲-推覆剪切带，相伴有动力变质和多金属成矿作用，并形成特征的硬绿泥石动力变质带和剪切带型金银矿床。动力变质岩内石英 ESR 测定和多硅白云母 K-Ar 法测年峰值集中于 4.9～21.2Ma 之间，表明主要

变形时期为新第三纪中新世。

晚近时期，本区地壳活动显著。近年测得的地区形变带速率为+3.8mm/a，垂直形变速率梯度为（55±20）$\times10^{-8a/s^2}$（刘本培等，1994），地震活动强烈，属Ⅳ度潜在震源区。蟹螺构造岩片大岩房西未固结新断层泥内石英 ESR 年龄为 0.16Ma，是本区晚近断裂活动的记录。

2. 成矿作用与区域矿产

石棉地区在地质构造演化过程中，不同阶段其成矿作用特点和矿床类型不尽相同。造山期前，以岩浆成矿作用为主导且多与裂谷型基性岩有关，如宾多岩浆熔离型磁铁矿床和芍药槽气-液蚀变型闪石棉矿床；同造山和后造山阶段，以热液成矿作用为主，如同碰撞深源热液型碲矿和众多的剪切带型金银矿床。造山过程中的成矿作用居主导地位，所形成的矿床构成扬子地台西南缘稀贵金属成矿带的重要组成部分。

（1）造山期前的成矿作用

宾多岩浆熔离型磁铁矿床为典型代表。位于九龙县洪坝乡宾多，其成矿作用特点如下：

①矿化体为蚀变基性～超基性岩，大致顺层侵入于二叠系三道桥组和大石包组，呈岩床产出，内部具成分分带现象。

②主要矿体分布于岩床底部，为岩浆熔离型成因；次要矿体分布于岩床上部与围岩接触带上，属接触交代成因。

③矿石品位较高，含有益组分如镍可达 0.13%，含铜 0.8%～1%，TFe 54.1%～60%。因工作程度较低，仅有普查资料可供参考，规模不详。

在同一岩体北段，尚产有气-液蚀变型闪石棉矿床，规模不详。有开采史，现已废弃。

此外，本区洪坝乡董家山发现有与基性～超基性蚀变岩（含铬云母白云石岩）有关的金矿化线索及蟹螺构造岩片白果湾组的煤矿亦属造山期前形成。

（2）造山过程的成矿作用

①碰撞深源热液型金碲多金属矿床

大水沟碲矿床是其典型代表。矿床产自大水沟岩片穹隆体核部北倾伏端，含矿围岩为三叠系溜沙坡群组第二组绿片岩（变玄武岩），直接控矿构造为热隆伸展变形后期形成的共轭轴近水平的 NNE 向破裂带。成矿物质来源主要为深源碱性岩浆或地幔热液，成矿深度中浅，成矿年龄为 90～170Ma。

②剪切带型金银矿床

本区剪切带型金银矿床主要分布于蟹螺构造岩片内，以金鸡台金矿床、黄水沟金矿床和广金坪金矿床为代表，赋矿围岩主要为志留系茂县群第二组或泥盆系河心组白云岩。矿体受脆性断裂破碎带或层间构造破碎蚀变带控制。据吴香尧等（1994）和王小春（1993）资料，本区金以自然金形式赋存于黄铁矿、黝铜矿、铁白云石和石英中，主要为晶隙金或包体金。金等成矿元素在围岩经受韧性、脆韧性剪切变形过程中析出，随成矿流体迁移至构造破碎带沉淀、富集。具浅成中-低温热液成矿特点。矿床形成于第三纪中新世，与本区脆-韧性剪切变形作用有关。

综上所述，研究区成矿作用与区域构造演化紧密相关，不同时期成矿特征的差异是区

域热事件的具体反映，成矿作用与区域地质事件的关系详见表 2-2。

表 2-2 区域地质事件表

| 岩浆事件 | 变形事件 | 变质事件 | 沉积建造 | 岩性特征 | 成矿作用 | 变形相 | 同位素年龄（Ma） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 剧烈抬升、脆性断层 | | | | | 碎裂剪切变形相 | 0.16 |
| 酸性岩浆侵入 | 韧性脆-韧性剪切带 | 动力变质气流变质 | | 二长花岗岩（邻区） | 剪切带型金银矿 | 变曲-滑动变形相 | 4、9、6、4、20、16、16、21、55 |
| 中-酸性岩浆侵入（邻区） | 热隆伸展穹隆构造 | 动力变质邻区局部动力热变质 | | 二长花岗岩、角闪岩、正长岩 | 岭源气液型锡矿床 | | 83、92、133、141、144、150 |
| | 双向收缩变形"西康式"褶皱、韧性逆冲推覆剪切带 | 区域动力热流变质 | | | | 固态流动变形相至弯曲-滑动变形相 | 170、190（邻区） |
| | 滑脱剪切变形、顺层褶皱褶皱、无根褶皱、塑理、线晶片理、韧性滑脱-推覆剪切带 | 区域动力热流变质 | | | | 固态流动变形相 | |
| 基～酸性岩浆喷发基～超基性岩浆侵入 | 裂陷作用收缩抬升 | | 复理石建造、碳酸盐建造、基性火山岩建造、含灰色复陆屑建造 | 变质砂岩、板岩、千枚岩、片岩、英岩、大理岩、基性火山岩。 | 岩浆熔离型磁铁矿、气液型型闪石棉矿 | | |
| 酸性岩浆喷发 | | | 碳酸盐岩建造、单陆屑建造、酸性火山岩建造 | 灰岩、白云岩、变质砂岩、板岩、酸性火山岩 | | | |
| | | | 碳酸盐岩建造 | 白云岩、灰岩 | | | |
| 酸性岩浆侵入 | 收缩隆升、邻区陆块碰撞造山 | | | 二长花岗岩、钾长花岗岩（邻区） | | | |
| 中-酸性岩浆侵入 | 收缩隆升、邻区挤亮圆冲消减 | | | 闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩（邻区） | | | 1005 |

据四川省地矿局区调队（1994）资料，略有修改、补充。

# 第三章　矿床地质

## 一、成矿地质背景

大水沟碲矿床位于大水沟（西油房-溜沙坡）构造岩片中，该构造岩片受草科断裂和磨西断裂所夹持呈长轴走向NNE的菱形块体（图3-1）。菱形块体为一个由中下三叠系组成的小穹隆。其基本特征如下：

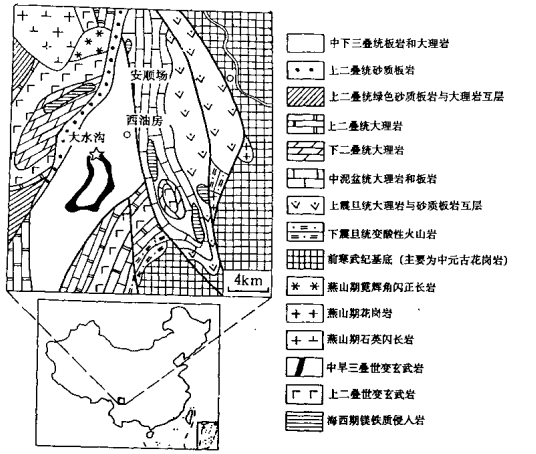



图3-1　大水沟碲矿床区域地质略图

（据杨耀南等，1994，加以修改）

（1）穹隆核部为粗晶～巨晶大理岩和蚀变绢云母片岩、板岩，地层层理清楚，产状平缓，两翼地层层序对称，远离背斜核部的地层比较陡立（图3-2），局部见倒转。

（2）穹隆核部顶层为一套角闪片岩、角闪石榴石片岩，其原岩为基性火山岩。该基性

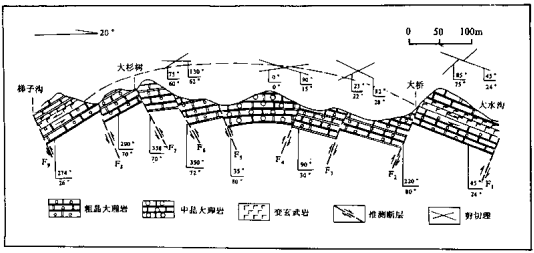



图 3-2 大水沟～梯子沟路线剖面图
（据四川省地矿局攀西地质队，1994）

火山岩在平面上形成一个封闭圈。在 70 年代，四川省地质局（1974）曾发现与碲关系密切的铋元素具有高异常。大水沟碲矿床位于基性火山岩环之北端（图 3-1）。

（3）在穹隆核部构造带中有一些基性岩脉，初步定为辉绿岩带。从核部向外，蚀变强度由强变弱，大理岩的粒晶由粗到中。

（4）在穹隆中有一系列束状断裂（图 3-2）。这些断裂经历过多次活动，最初表现为张性，第二期为压扭性。这组断裂在大水沟矿区多为赋矿断裂，两期构造活动分别与矿区中的两次主要矿化（磁黄铁矿-黄铁矿阶段和辉碲铋矿阶段）有关。

## 二、成矿主岩

### 1. 岩石学特征

在大水沟矿区仅出露有三叠纪大理岩和变玄武岩（图 3-3），大理岩由厚层状与黑白相间条带状交替组成，成矿直接围岩为变玄武岩，厚 30～50m，最厚处达 100 多米，夹于大理岩层中。在与大理岩接触的底部，有一层细角砾熔岩，向上为成层性较好的火山岩。部分层位有明显的气孔构造和杏仁构造。杏仁矿物为方解石或绿泥石化或闪石化辉石。这种具气孔构造和杏仁构造岩层隔几米至 10 多米出现一次，可能代表着喷发旋回。由于区域变质或挤压变质作用，该层基性熔岩的组成矿物主要有呈定向排列的阳起石、绿泥石、斜黝帘石和石英，副矿物有钛铁矿、黄铁矿、赤铁矿、磁铁矿、金红石和磷灰石。沿某些层间裂隙大片状黑云母广泛发育，黑云母岩厚度从 1 厘米到十多厘米。在矿区附近的基性火山岩中，黑云母化、电气石化、白云母化、石榴石化及碳酸盐化比较强烈。

### 2. 岩石化学

由于变质作用和蚀变作用比较发育，在进行化学分析前必须认真挑选样品，以确保分

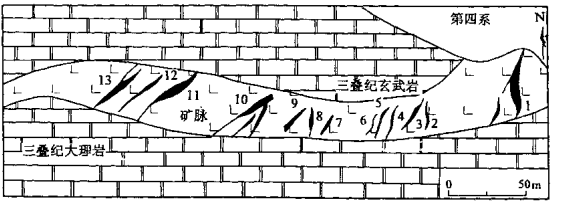



图 3-3 大水沟碲矿床地质图

析结果的可靠性。所有测试分析均在国家地质实验测试中心完成。

(1) 主元素

变玄武岩的化学分析结果列于表 3-1，其 $SiO_2$ 含量 45.36%～48.74%，$Na_2O+K_2O$1.77%～2.65%，$TiO_2$1.69%～2.48%。说明该岩石属一种低硅、富碱质和钛的玄武岩类。化学组分在 FAM 图解上投影表明为拉斑玄武岩类。在 $SiO_2$（wt%）对 $Na_2O+K_2O$（wt%）图解中，绝大多数样品投影在 Miyashiro (1978) 确定的碱性玄武岩类内，少数样品投影在亚碱性玄武岩区。

**表 3-1 代表性变玄武岩化学成分（%）**

| 样品号 / 分析项目 | GF-3 | GF-9 | GF-23 | GF-10 | GF-25 | SD-01① | SD-56① |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.63 | 45.36 | 46.09 | 45.90 | 46.45 | 48.74 | 45.38 |
| $TiO_2$ | 2.48 | 2.20 | 1.76 | 2.09 | 1.69 | 2.43 | 1.83 |
| $Al_2O_3$ | 14.29 | 15.78 | 14.74 | 15.06 | 14.53 | 12.93 | 14.98 |
| $Fe_2O_3$ | 4.47 | 4.44 | 5.68 | 5.85 | 4.86 | 5.15 | 4.04 |
| FeO | 11.77 | 10.19 | 7.17 | 8.17 | 7.92 | 10.99 | 9.51 |
| CaO | 10.61 | 9.84 | 12.14 | 11.01 | 11.88 | 9.86 | 11.35 |
| MgO | 5.66 | 5.78 | 7.07 | 5.45 | 6.78 | 5.52 | 6.95 |
| MnO | 0.25 | 0.23 | 0.20 | 0.22 | 0.20 | 0.21 | 0.18 |
| $Na_2O$ | 1.50 | 2.49 | 1.86 | 2.53 | 2.48 | 1.59 | 2.01 |
| $K_2O$ | 0.27 | 0.16 | 0.08 | 0.11 | 0.12 | 0.20 | 0.20 |
| $P_2O_5$ | 0.25 | 0.26 | 0.18 | 0.25 | 0.16 | 0.20 | 0.12 |
| $CO_2$ | 0.32 | 0.32 | 0.65 | 0.63 | 0.63 | 0.20 | 1.06 |
| $H_2O^+$ | 1.26 | 2.02 | 1.80 | 2.00 | 1.74 | 0.77 | 0.58 |
| $Li_2O$ | — | 1.75 | — | 0.43 | 0.26 | 0.50 | 1.21 |
| 总和 | 100.82 | 99.42 | 99.70 | 99.70 | 99.29 | 99.38 | 99.39 |

注：除①样品由银钢钊选样，在河北省地矿局廊坊实验室分析外，其余皆在国家地质实验测试中心分析。

(2) 微量元素

此次工作挑选五件样品进行了痕量元素分析，结果列于表 3-2 中。大水沟的变玄武岩以富铁为特征，钒和锌在一定程度也比较富集，而铬、镍和钴相对贫化。

表 3-2 变玄武岩微量元素分析结果（$\times 10^{-4}$）

| 样品编号 | Ti | P | Ba | Co | Cr | Cu | Ga | Li | Ni | Sr | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GF 3 | 13480 | 1120 | 32.59 | 47.28 | 30.55 | 12.77 | 40.82 | 10.10 | 37.53 | 191.40 | 3.19 |
| GF 9 | 11750 | 1130 | 31.79 | 43.65 | 39.84 | 28.54 | 36.02 | 12.94 | 41.88 | 277.00 | <3.00 |
| GF 23 | 8565 | 806 | 7.81 | 41.88 | 74.47 | 46.58 | 29.45 | 9.04 | 57.67 | 216.60 | <3.00 |
| GF-25 | 12210 | 1177 | 27.86 | 45.29 | 36.74 | 25.47 | 44.42 | 10.46 | 41.43 | 322.70 | 3.44 |
| GF-35 | 7701 | 753 | 64.14 | 29.53 | 96.99 | 41.30 | 18.53 | 14.59 | 58.95 | 212.50 | <3.00 |
| 样品编号 | V | Zn | Y | Sc | Zr | Te | B | F | Cl | Bi | Ti/V |
| GF-3 | 410.10 | 88.00 | 28.78 | 37.72 | 81.50 | 0.1 | 1.6 | 620 | 140 | <10 | 33 |
| GF-9 | 374.8 | 95.00 | 23.36 | 33.04 | 72.54 | 0.1 | <1 | 530 | 290 | <10 | 31 |
| GF-23 | 318.10 | 75.00 | 18.28 | 36.34 | 61.99 | 0.1 | <1 | 210 | 100 | <10 | 27 |
| GF 25 | 389.00 | 94.00 | 2.99 | 34.93 | 74.44 | 0.3 | <1 | 240 | 190 | <10 | 31 |
| GF-35 | 264.00 | 45.00 | 14.40 | 28.20 | 46.33 | 0.1 | <1 | 360 | 70 | <10 | 29 |

分析单位：国家地质实验测试中心。

在该火山岩中不相容元素锂相对富集，丰度为 $9.04\times10^{-6}$～$14.59\times10^{-6}$，明显高于普通的拉斑玄武岩。这在一定程度反映了岩浆在喷发之前曾与地壳发生过混染作用。

5 件分析样品的稀元素为 $0.1\times10^{-6}$～$0.3\times10^{-6}$，且大多数为 $0.1\times10^{-6}$。这与黎彤(1976)给出的地幔稀丰度基本吻合。与稀地球化学习性相近的铍元素在玄武岩中含量也比较低。分析结果还表明，这些玄武岩富有挥发组分 F 和 Cl，贫 B。

Wass (1988) 提出 Ti/V 比值可判别玄武岩形成环境，其中 61～90 是大陆裂谷碱性玄武岩，小于 40 属于大陆裂谷拉斑玄武岩，小于 75 为岛弧碱性玄武岩。大水沟地区玄武岩的 Ti/V 比值为 27～33（表 3-2），应为大陆裂谷拉斑玄武岩范畴。

(3) 稀土元素

大水沟变玄武岩的稀土元素总量变化在 $70.54\times10^{-6}$～$121.81\times10^{-6}$之间（表 3-3），平均 $93.34\times10^{-6}$。与大陆拉斑玄武岩相比，这一数字比较低。据陈德潜等 (1990) 总结、全球大陆玄武岩的稀土总量为 $154.7\times10^{-6}$。张云湘等 (1988) 测试表明，扬子地台西缘的二叠纪峨嵋山玄武岩的稀土总量介于 $40\times10^{-6}$～$113\times10^{-6}$之间。大水沟变玄武岩的 La/Y 比值为 6.54～8.75，δEu 值为 0.48～0.65。在稀土元素球粒陨石标准化图形（图 3-4）中表现为右倾斜和稍微亏损或略富集。这些特征与川西峨嵋山玄武岩比较相似（图 3-5），但后者通常是 Eu 稍微亏损，略富集则较少见（张云湘等、1988）。

## 三、矿化特征

在大水沟碲矿区，目前所发现的 13 条矿脉均产于变玄武岩层内，充填于 NE 向构造裂隙中，当矿脉延伸到火山岩与大理岩界面时当即尖灭（图 3-3）。攀西地质队（1993）曾在矿区外围发现以大理岩为围岩的碲矿化，但未见工业矿体。

表 3-3　变玄武岩的稀土元素分析结果

| 样品编号 | GF 3 | GF-9 | GF 23 | GF-35 |
|---|---|---|---|---|
| La | 18.68 | 15.60 | 11.38 | 11.72 |
| Ce | 42.93 | 36.51 | 27.72 | 25.29 |
| Pr | 4.88 | 4.24 | 3.24 | 3.00 |
| Nd | 25.50 | 21.54 | 16.28 | 14.05 |
| Sm | 6.02 | 5.09 | 3.97 | 3.29 |
| Eu | 2.02 | 1.83 | 1.69 | 1.53 |
| Gd | 6.85 | 5.64 | 4.56 | 4.04 |
| Tb | 1.02 | 0.82 | 0.64 | 0.56 |
| Dy | 6.07 | 4.97 | 3.93 | 3.19 |
| Ho | 1.28 | 1.05 | 0.77 | 0.64 |
| Er | 3.02 | 2.48 | 1.93 | 1.51 |
| Tm | 0.42 | 0.35 | 0.27 | 0.22 |
| Yb | 2.77 | 2.25 | 1.74 | 1.34 |
| Lu | 0.35 | 0.30 | 0.20 | 0.18 |
| 总和 | 121.81 | 102.67 | 78.32 | 70.54 |
| Y | 29.57 | 23.89 | 18.94 | 15.25 |
| Sc | 27.72 | 26.37 | 27.80 | 21.36 |
| La/Yb | 6.74 | 6.93 | 6.54 | 8.74 |
| δEu | 0.48 | 0.52 | 0.51 | 0.65 |

分析单位，国家地质实验测试中心。

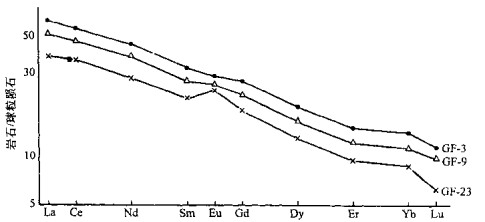



图 3-4　大水沟矿区变玄武岩稀土元素球粒陨石标准化图形

图例说明见表 3-2

碲矿脉大致平行排列，走向北东 5°～30°，倾向北西 275°～300°，倾角 40°～65°，在主矿脉旁侧常有与之呈“人”字形的次级矿脉（图 3-6、图 3-3），矿脉厚度 10～70cm。

大水沟碲矿床成矿作用可以分为三个成矿阶段，即：黄铁矿-磁黄铁矿阶段、辉碲铋矿

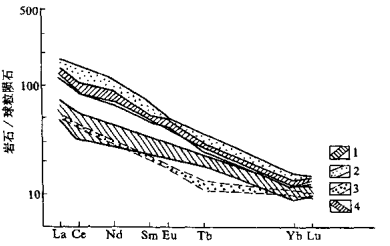



图 3-5 川西峨嵋山玄武岩稀土元素球粒陨石标准化图形（据张云湘等，1988）
1—西岩区玄武岩；2—中岩区玄武岩；3—中岩区碱玄岩；4—东岩区玄武岩

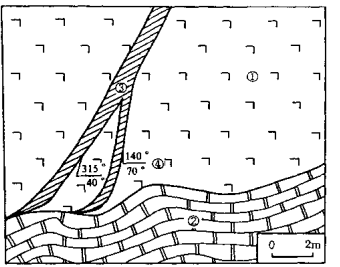



图 3-6 九号矿脉的“人字形”构造
1—变玄武岩；2—大理岩；3—矿脉；4—产状

阶段和黄铁矿-黄铜矿阶段。各成矿阶段的矿物组合及生成顺序示于表 3-4。

磁黄铁矿-黄铁矿阶段：本阶段矿化在矿区内分布最广，构成 13 条矿脉之主体，也是区内重要的硫和铜矿石的形成阶段。矿石组分以磁黄铁矿为主，大多呈四方体和五角十二面体的自形晶（1～5cm）。黄铁矿被嵌布于磁黄铁矿集合体之中（图 3-7）。在磁黄铁矿中沿裂隙生成网脉胶状黄铁矿及细晶黄铁矿（图版 I -1）。黄铜矿和自然金等填隙于磁黄铁矿与黄

表 3-4 各矿化阶段矿物组合表

| 矿物名称 | 磁黄铁矿-黄铁矿阶段 | 辉碲铋矿阶段 | 黄铜矿-黄铁矿（自然金）阶段 |
|---|---|---|---|
| 白云石 | | | |
| 铁白云石 | | | |
| 方解石 | | | |
| 菱铁矿 | | | |
| 菱铁-菱锰矿 | | | |
| 磁黄铁矿 | | | |
| 黄铁矿 | | | |
| 胶状黄铁矿 | | | |
| 黄铜矿 | | | |
| 辉碲铋矿 | | | |
| 楚碲铋矿 | | | |
| 硫碲铋矿 | | | |
| 碲铋矿 | | | |
| 碲金矿 | | | |
| 自然碲 | | | |
| 六方碲银矿 | | | |
| 自然金 | | | |
| 自然银 | | | |
| 钛铁矿 | | | |
| 赤铁矿 | | | |
| 黑云母 | | | |
| 白云母 | | | |
| 绢云母 | | | |
| 角闪石 | | | |
| 绿泥石 | | | |
| 绿帘石 | | | |
| 金红石 | | | |
| 石英 | | | |
| 钠长石 | | | |
| 更长石 | | | |
| 电气石 | | | |
| 萤石 | | | |
| 斜黝帘石 | | | |

铁矿之间，亦沿裂隙穿切前两者。主要金属矿物的生成顺序为：磁黄铁矿→巨晶黄铁矿→胶状黄铁矿→黄铜矿和自然金。黄铁矿、磁黄铁矿矿石一般多为块状，脉石矿物比较少，主要有白云母、黑云母、阳起石及绿泥石、奥长石、锰质白云石和菱铁矿。

辉碲铋矿阶段：矿石组成以辉碲铋矿为主，其次为楚碲铋矿，还有硫碲铋矿、碲铋矿、自然碲、自然金、六方碲银矿、自然铋及磁黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿等。脉石矿物以白云石为主，还有方解石、白云母、石英和电气石。在个别矿脉中，例如，12 号矿脉的一条支脉中的白云母含量达 15%～20%，在 12 号主矿脉中也见由放射状电气石组成的球体或巢状体，其直径达 2～10cm。该阶段是碲的主要成矿阶段，矿石类型有几乎不含脉石矿物的块状碲矿石（图版 Ⅰ-2）、浸染状磁黄铁矿白云石碲矿石（即辉碲铋矿等碲矿物与磁黄铁矿填隙于白云石集合体之间）和浸染状白云石碲矿石（即辉碲铋矿填隙于白云石集合体之间）。

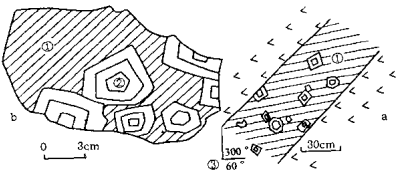



图 3-7　黄铁矿磁黄铁矿脉中的巨晶黄铁矿

1　磁黄铁矿；2—黄铁矿巨晶；3—产状

在空间上、辉碲铋矿阶段的矿脉总是叠加在磁黄铁矿-黄铁矿阶段矿脉上。也就是说同一裂隙两次活动成矿。一般来讲，大多数辉碲铋矿阶段矿脉沿磁黄铁矿-黄铁矿阶段矿脉的两侧贯入（图 3-8）。由于第一阶段成矿受张性构造控制，角砾状矿石及矿脉中的围岩角砾

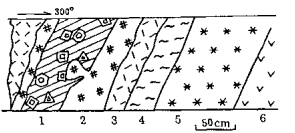



图 3-8　12 号碲矿脉剖面及围岩蚀变

1—磁黄铁矿黄铁矿矿石；2—辉碲铋矿矿石；3—石英长石白云母岩；4—石英绢云母绿泥石岩；5—石英绿泥石阳起石岩；6—绿泥石阳起石岩

普遍存在。第二阶段成矿作用是在成矿断裂经受一次压扭性构造活动之后发生，不仅可见碲矿脉沿黄铁矿磁黄铁矿脉两侧或单侧接触带充填生成，而且局部形成大的富碲矿石透镜体，这些透镜体通常长 10 多米，厚数米，呈侧列状分布。

在辉碲铋矿脉与磁黄铁矿黄铁矿脉接触处，可见强烈交代磁黄铁矿生成的黄铁矿、楚碲铋矿文象构造（图版 I-3）和黄铜矿、楚碲铋矿文象结构。同时更多可见碲矿脉呈细网状穿插于磁黄铁矿黄铁矿之中。远离接触带的碲矿石仅含辉碲铋矿，在接触带中碲矿物及其它金属矿物种类比较繁多。

黄铁矿-黄铜矿阶段：由黄铁矿、黄铜矿和石英组成的细脉和细网脉叠加在辉碲矿脉（图 3-9）抑或磁黄铁矿黄铁矿脉上。该阶段矿化规模很小，但捡块分析，铜和金均有较高

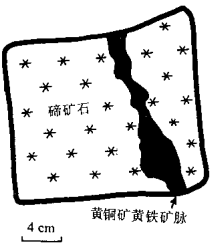



图 3-9 含金黄铁矿黄铜矿石英脉叠加碲矿脉上

含量，其中金品位达 $3\times10^{-6}$～$15\times10^{-6}$。另外，在成矿之后有一系列的纯石英脉产出，骆耀南等(1994)测试分析金品位达 $0.04\times10^{-6}$～$21.38\times10^{-6}$，碲 $0.01\times10^{-6}$～$0.89\times10^{-6}$。

## 四、矿石主要结构和构造

### 1. 矿石构造

成矿以热液充填方式为主，常见有块状构造、网脉状构造、浸染状构造和角砾状构造等，说明碲矿化是交代或充填磁黄铁矿脉，沿早期硫化物脉的构造剪切破碎处就位。

块状构造以碲矿物片状晶体堆积为显著特征，构成块状碲矿石，其中辉碲铋矿占绝大多数。局部见致密块状的碲矿石。块状的磁黄铁矿亦含 Te、Se、Au 等元素。块状碲矿石或充填裂隙交叉转折部位或穿插磁黄铁矿脉呈囊状矿体。

网脉状构造中辉碲铋矿矿脉呈网脉穿插白云石集合体或磁黄铁矿-黄铁矿块状硫化物构成网脉。交代强烈部位呈“斑杂状”不规则网脉。

角砾状构造主要是由碲矿物胶结磁黄铁矿角砾或围岩角砾构成。在块状碲矿石中也常见这两种角砾成分，偶见碲矿物脉穿插粗晶白云石角砾。

浸染状构造的碲矿物在磁黄铁矿白云石脉中呈细脉浸染或稠密-稀疏浸染状构造。在此类矿石中金较富。

### 2. 矿石结构

矿石结构按成因可分为结晶结构、交代结构、固溶体分离结构及其它显微结构。它们反映了溶液（气/熔体）结晶结构组合以及矿物结晶过程中环境条件变化。

结晶结构以粗粒自形晶为主。辉碲铋矿多呈粗粒（可达 3～5mm）片状堆晶结构（图版 I-4），部分为鳞片状和柱粒状。白云石、黄铁矿和少量六方磁黄铁矿亦呈自形晶，绝大部分磁黄铁矿为半自形～它形晶集合体。他形结构的矿物还有自然金、黄铜矿、石英和除辉碲铋矿以外的碲矿物。

交代结构最典型的是楚碲铋矿（tsumoite）交代磁黄铁矿呈文象结构。辉碲铋矿交代白云石的残余结构也很普遍。黄铁矿交代磁黄铁矿呈鸟眼状等现象在近矿部位较常见。

固溶体分离结构主要是辉碲铋矿、硫碲铋矿中碲化物的细粒、滴状、乳浊状、叶片状出溶结构。在一些闪锌矿中也有黄铜矿出溶。

变生结构指磁黄铁矿脉中常见的巨粒（1 至 5 厘米）黄铁矿代晶。

其它如模拟斑晶、解理、环带等显微结构在碲化物、硫化物中亦普遍发育。

## 五、矿石类型和组分

### 1. 矿石类型

按照成因划分，矿石类型主要为黄铁矿-磁黄铁矿矿石（硫铜矿石）和辉碲铋矿矿石（碲矿石）。根据金属矿物含量多少，黄铁矿-磁黄铁矿矿石又可划分为块状（主要由金属矿物组成）、稠密浸染状和稀散浸染状（脉石矿物主要为白云石）；辉碲铋矿矿石也可分为块状（几乎全部由以辉碲铋矿为主的金属矿物组成）和浸染状。由第三阶段成矿作用形成的黄铜矿黄铁矿石英脉及含金石英脉也有两类矿石，但由于分布范围小且叠加在前两大类矿石之上，因而工业意义甚小。

### 2. 矿石地球化学

利用等离子光谱、等离子质谱、X 射线荧光光谱以及常规化学分析方法对代表性矿石、蚀变岩和成矿主岩进行了主要组分、微量元素及稀土元素测试分析。所有的测试工作均在国家地质测试技术中心完成。

黄铁矿-磁黄铁矿矿石以采硫和铜为主，碲也可以回收利用。主要矿脉中矿石含铜 0.10%～0.22%（表 3-5），最高可达 1.32%；硫 31.01%～42.12%，最高达 44.70%（表 3-5）。本类矿石的 Au（0.08g/t～0.24g/t）和 Ag（0.15g/t～4g/t）也相对富集，但均未达到工业品位。另一个特征是富 Zn，贫 Pb，Zn/（Pb+Zn）比值为 0.75～0.45。在块状矿石中，挥发组分以硫为主，浸染状矿石的 $CO_2$ 含量达 4.25%～42.98%。Te（$5.4\times10^{-6}$～$445\times10^{-6}$）和 Se（$1.2\times10^{-6}$～$34\times10^{-6}$）未构成矿化，但也显示出总体比较富集。大部分样品的分析数据表明 Te 与 Se 之间具有正相关关系。与碲矿石相比较，本类矿石相对含 B 较高，达 $6\times10^{-6}$～$20\times10^{-6}$。

**表 3-5　主要矿（岩）石类型的金属元素和挥发组分含量（$\times10^{-6}$）**

| 采样位置 | 13 号脉 | 12 号脉 | 11 号脉 | 10 号脉 | 9 号脉 | 12 号脉 | 12 号脉 | 溜沙坡 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿石类型 | Py-Po | Py-Po | Py-Po | Py-Po | Py-Po | 浸染状碲矿石 | 块状碲矿石 | 电气石石英岩 |
| 样品数 | 3 | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 1 |
| Zn | 32 | 26 | 30 | 19 | 41 | 32 | 157 | 720 |
| Se | 1.6 | 1.3 | 2.7 | 3.8 | 1.4 | 18 | 105 | <10 |
| Te | 9 | 45 | 22 | 11 | 6 | 752 | 28.12（%） | 586 |
| Pb | <5 | 212 | 12 | <5 | 6 | 13.6 | 269 | 184 |
| Bi | 8.5 | 6.3 | 9.4 | 5.8 | 3.2 | 642 | 46.20（%） | 1100 |
| Au | 0.20 | 0.02 | 0.10 | 0.12 | 0.04 | 0.12 | 39.63 | 0.005 |
| Ag | 0.79 | 0.22 | 0.25 | 2.09 | 0.45 | 1.24 | 204.3 | 1.70 |
| B | 15.2 | 14 | 13.5 | 5.8 | 6.4 | <1 | <1 | 8600 |
| F（%） | 0.023 | <0.01 | 0.012 | 0.013 | 0.024 | 0.018 | $25\times10^{-6}$ | 0.036 |
| Cl（%） | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.05 | $65\times10^{-6}$ | 0.15 |
| Cu（%） | 0.28 | 0.12 | 0.77 | 0.10 | 0.22 | 1.23 | $163\times10^{-6}$ | 0.043 |
| S（%） | 36.48 | 34.86 | 42.12 | 31.01 | 35.79 | 13.23 | 3.87 | 5.47 |
| $CO_2$（%） | 0.99 | 1.35 | 2.65 | 12.2 | 0.41 | 20.09 | 9.05 | 1.35 |

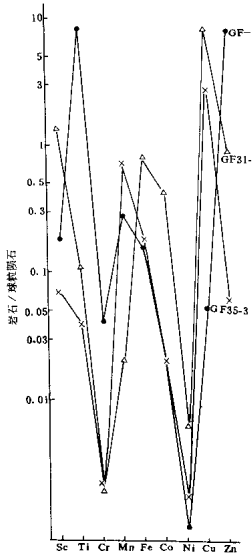



图 3-10 矿石和主岩过渡族元素球粒陨石标准化图形
GF-3—变玄武岩；GF31-1—磁黄铁矿黄铁矿矿石；
GF35-3—辉碲铋矿矿石

辉碲铋矿矿石是大水沟矿区碲和铋的主要矿石，其品位为：Te 0.2%～10%，富矿石 15%～25%，最高可达 34.58%，也就是矿石基本上由碲矿物组成；Bi 3%～10%，富矿石 20%～32%，最高达 57.20%。在块状碲矿石中，Au、Ag、Se 和 Cu 均构成富矿石，其含量分别为 39.63g/t，204.3g/t，$105\times10^{-6}$和 3.87%。由于主要造矿矿物为辉碲铋矿和楚碲铋矿，此类矿石的碲与铋元素密切相关，其相关系数大于 0.9。矿石的铅和锑含量均小于 $300\times10^{-6}$，未见铅或锑的碲化物。在浸染状矿石中，$CO_2$ 含量 15%～25%。

如前所述，大水沟碲矿床形成于湾坝穹隆变玄武岩环之北端，在该环南端的溜沙坡一带，有大量的电气石岩石，经分析 Te 含量也及工业品位（$586\times10^{-6}$）。这不仅说明发现了一个新的碲矿化点，还表明了碲矿化与硼的密切关系。

两类矿石的过渡元素的球粒陨石标准化型式图（3-10）反映出两者具有明显的相似性，以贫 Cr 和 Ni 为特征，Cu 显示出富集。相比之下，成矿主岩的变玄武岩则表现为强烈富 Ti、Zn 和贫 Ni，与峨嵋山玄武岩十分类同。总体来讲，无论是岩石还是矿石，其物质主要来自亏损地幔。

由于矿石组成不同，因而两类矿石的稀土元素有明显的区别。黄铁矿-磁黄铁矿矿石明显富重稀土元素，La/Yb 比值 0.81，δEu 为 0.49 铕略有亏损。碲矿石含有一定量碳酸盐矿物，轻稀土含量相对较高，La/Yb 比值为 7.6；δEu 为 4.93，表明铕强烈富集。两类矿石的共同之处是 REE 总量十分低，分别为 $1.87\times10^{-6}$和 $4.18\times10^{-6}$。

# 第四章　围岩蚀变

## 一、围岩蚀变及分带

在大水沟碲矿床中，最显著特点是矿脉两侧的围岩蚀变十分发育。计有碳酸盐化、硅化、黑云母化、白云母化、赤铁矿化、绿泥石化、绿帘石化、钠-奥长石化和石英电气石化。无论是黄铁矿-磁黄铁矿脉，还是辉碲铋矿脉；无论是不足一厘米的小脉，还是几十厘米宽的大脉，其周围总是显示出清楚的围岩蚀变及其分带。

黄铁矿-磁黄铁矿脉周围的围岩蚀变以黑云母化发育为特征，从矿脉向外的蚀变分带（图 4-1）有：粗晶黑云母岩带（5～20cm 宽），以大片状黑云母为主，间有细粒石英方解石集合体，还有少量钛铁矿、磷灰石、黄铁矿和闪锌矿；粗晶阳起石方解石绿帘石岩带，由长 8～15mm 的阳起石构成骨架，填隙矿物有方解石、绿帘石、斜长石、黑云母及斜黝帘石，不透明矿物有钛铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿；细晶黑云母石英长石岩带，主要由细晶黑云母与白色石英、方解石及斜长石、白云母组成，还有钛铁矿和少量黄铁矿；石英黑云母阳起石岩带，在阳起石之间有细晶石英、黑云母及绿泥石填隙；绿泥石阳起石岩（代表原玄武岩）。

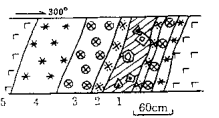



图 4-1　黄铁矿磁黄铁矿脉周围的围岩蚀变及分带

1—磁黄铁矿黄铁矿脉；2—粗晶黑云母岩；3—细晶长石石英黑云母岩；4—细晶石英黑云母阳起石岩；5—绿泥石阳起石岩

碲矿脉周围的围岩蚀变则以白云母和绢云母发育为特征。从矿脉向外围岩蚀变分带（图 4-2）有：细晶方解石白云母岩带，除了主要矿物白云母和方解石外，还有石英、电气石和萤石，金属矿物为黄铁矿和赤铁矿；石英绢云方解石带，以方解石为主，还有石英、绢云母和绿泥石等，不透明矿物亦为赤铁矿；方解石石英绿泥石带，以绿泥石和石英为主，少量绢云母和方解石，不透明矿物也是赤铁矿和一些黄铜矿、黄铁矿；围岩为绿泥石阳起石岩。

以上两组围岩蚀变及分带均为两个阶段矿化时围岩蚀变分带的典型代表。在不少地段，由于两阶段矿化作用在同一空间的叠加复合，早阶段蚀变受到晚阶段蚀变的改造。例如在

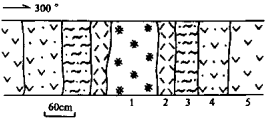



图 4-2　碲矿脉边侧的围岩蚀变分带图

1—碲矿脉；2—方解石白云母带；3—石英绢云母方解石带；4—方解石石英绿泥石带；5—绿泥石阳起石岩

一号坑道的 12 号脉（黄铁矿磁黄铁矿脉）边侧的蚀变分带为：石英绢云母带，除石英和绢云母外，还有少量斜长石、绿帘石和赤铁矿。大片状黑云母呈星散状残留其内，黑云母不仅被蚕食交代，而且绝大部分已变成绿泥石。向外逐渐变成斜长石石英黑云母岩，石英方解石阳起石黑云母岩，后两者及残留的大片状黑云母为前阶段蚀变之产物，石英绢云母化则为后阶段蚀变。

此外，在一些小脉，例如一条 2～3cm 宽的含黄铁矿磁黄铁矿的石英电气石脉（成矿阶段归属尚不明）两侧也有清楚的石英绢云母化。广泛分布的石英细网脉，无论是否含矿，其周围的阳起石化均很强烈。在石英脉密集区，阳起石晶体粗大，长达 1～3cm。

## 二、主要蚀变矿物

在大水沟矿区，蚀变矿物可达 20 多种，主要有碳酸盐矿物，斜长石、白云母、黑云母、角闪石类、电气石、石英和绿帘石等。

### 1. 碳酸盐矿物

碳酸盐矿物是碲矿脉中最主要的一种脉石矿物，也是一种比较发育的蚀变矿物。利用电子探针分析了几十件样品，结果示于图 4-3 中。这些碳酸盐矿物以白云石为主，部分为方解石，还有少量黄铁矿及菱铁矿与菱镁矿的过渡系列。白云石通常含有 7%～26% 的菱铁矿分子，方解石含 $CaCO_3$ 分子大于 90%。总的来看，在矿脉中白云石与方解石之比高于其周围的蚀变岩。各类碳酸盐矿物中的 $MnCO_3$ 分子均不大于 1%。

### 2. 斜长石

斜长石主要出现于矿脉两侧的蚀变岩中，少量出现于矿脉中。蚀变岩和黄铁矿磁黄铁矿矿脉中的斜长石成分比较类似，主要为更长石类，其 An 分子在 25～29 之间。碲矿脉中的斜长石与白云母共生，属钠长石类，其 An 分子为 0～3。两类斜长石几乎都不含 Or 分子，这可能与钾原子分配在与之共生的黑云母或白云母中有关。

### 3. 黑云母

黑云母是一种最发育的蚀变矿物，经常以集合体形式产出。从矿脉边部向外，黑云母

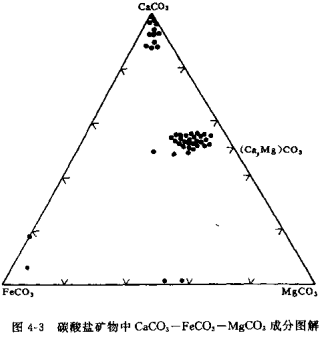



图 4-3 碳酸盐矿物中 $CaCO_3$—$FeCO_3$—$MgCO_3$ 成分图解

的粒度细且含量减少乃至消失。黑云母的多色性为 $Ng$—深黄色，$Nm=Np$—浅黄色。20 件样品电子探针分析表明不同蚀变带中的黑云母成分基本类同。其 Fe/（Fe+Mg）比值变化在 0.42～0.58 之间，属于铁叶云母与富镁云母的过渡系列。

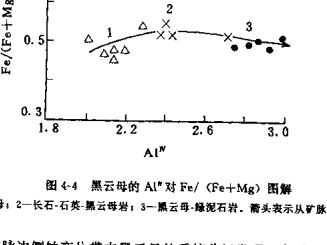



图 4-4 黑云母的 $Al^{IV}$ 对 Fe/（Fe+Mg）图解

1—黑云母；2—长石-石英-黑云母岩；3—黑云母-绿泥石岩。箭头表示从矿脉向外的方向

通过对一条矿脉边侧蚀变分带中黑云母的系统分析发现，各带中黑云母的 Fe/（Fe+

Mg）比值变化较小，但从矿脉边侧向外，$Al^{\text{Ⅳ}}$值逐渐增高（图 4-4）。在黑云母晶格中，$Al^{\text{Ⅳ}}$在 T 场代替 $Si^{4+}$。因此，从矿脉向外部蚀变围岩，黑云母中 Si 含量降低，表明成矿体系中硅的含量高于外部围岩，铝含量则相反。

**4. 白云母**

白云母在大多数碲矿脉中为一种次要脉石矿物，在个别矿脉中与钠长石、白云石和方解石一起作为主要脉石矿物。在黄铁矿磁黄铁矿矿脉中也有微量白云母。大量白云母呈中细粒或细粒集合体出现于与碲矿脉有关的蚀变岩中。碲矿脉中的白云母为微绿色，以贫 Mg 和 Fe 为特征。白云母中的 $K^+$被 $Na^+$所代替，其 $Na_2O$ 含量达 3.13%～4.29%，$K_2O$ 含量 4.12%～4.36%，Na/K 原子比为 1.07～0.58。黄铁矿磁黄铁矿脉中白云母的 $Na_2O$ 含量仅 0.71%～0.87%，Na/K 原子比值 0.11～0.12，但也高于所有蚀变岩中的 白云母。

系统测试 10 号矿脉及边侧各蚀变分带中白云母，可见从矿脉到围岩，白云母中的 Fe 和 Mg 原子数同步增高，而且呈现出明显的正相关关系（图 4-5）。

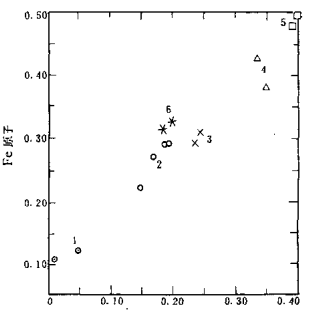



图 4-5　白云母 Mg 原子数对 Fe 原子数图解

1—碲矿脉；2—方解石白云母带；3—石英绢云母方解石带；4—方解石石英绿泥石带；5—绿泥石阳起石带；6—黄铁矿磁黄铁矿脉中白云母

**5. 角闪石**

由于变玄武岩为成矿之围岩，矿脉两侧及附近的蚀变矿物闪石类相当发育。利用电子探针分析结果，在 Leake（1978）的钙质闪石分类图中投影，获知矿脉周围的闪石为铁钙镁闪石，玄武岩中的闪石为钙镁闪石。

**6. 绿泥石**

在大水沟碲矿区，绿泥石也是一种广泛出现的矿物。按照 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+$

$Mn^{2+}$）比值与 Si 原子数，可将绿泥石分为两类：第一类产于稀矿脉边侧的蚀变岩中，其 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+})$ 比值为 0.656～0.663，Si 原子数为 2.75～2.84；第二类产于黄铁矿磁黄铁矿矿脉及周围的蚀变岩中，其 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+})$ 比值为 0.491～0.523，Si 原子数为 2.63～2.67。利用电子探针分析数据在 Si 对 $Fe^{2+}$；$R^{2+}$ 图解上（Foster，1962）投影，表明它们分别属于铁绿泥石和铁镁绿泥石类。

## 三、蚀变岩地球化学

从黄铁矿磁黄铁矿矿脉边侧向外，各蚀变分带的 $Na_2O$ 含量变化规律为 3.55%→2.34%→1.42%，$K_2O$ 含量为 1.74%→0.70%→0.39%，FeO 含量为 8.33%→9.72%→12.00%，MgO 含量为 6.39%→7.26%→8.76%，$TiO_2$ 基本保持稳定，变化在 1.58%～1.76%之间。由此可见，在交代蚀变过程中，Na 和 K 组分从成矿体系向外迁移，Fe 和 Mg 向内迁移。各蚀变带中的过渡族元素含量相近，其球粒陨石标准化图形基本类似。

在围岩蚀变过程中，稀土元素基本上保持了原变玄武岩的特征（图 4-6）。从远离矿脉围岩到紧邻围岩，稀土元素总量降低，La/Yb 比值总的趋向为不断下降。在碳酸盐矿物含量比较高的岩石中，La/Yb 比值较高（图 4-6 中），在紧邻矿脉的黑云母岩中重稀土元素相对增高（图 4-6），La/Yb 比值为 3.89。这种变化趋势与相邻矿脉中稀土元素展现出的规律相吻合。

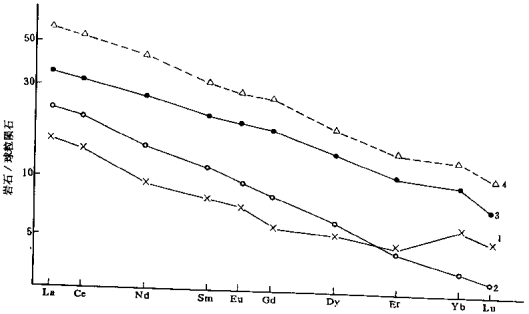



图 4-6　黄铁矿磁黄铁矿矿脉边侧蚀变分带的稀土元素分布型式图

1—粗晶黑云母岩；2—细晶石英长石黑云母岩；3—细晶石英黑云母阳起石岩；4—绿泥石阳起石岩

以辉锗铋矿矿脉为中心的蚀变分带的成分变化，主要受成矿时大量碳酸盐矿物形成所

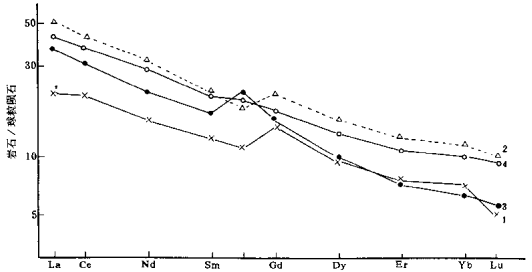



图 4-7　辉锗铋矿脉周围蚀变分带的稀土元素分布型式图

1—方解石白云母岩；2—石英绢云方解石岩；3—方解石石英绿泥石岩；4—绿泥石阳起石岩

制约。从矿脉向外，$CO_2$含量从 25.28%变化到 10.26%，CaO 含量从 24.61%变化到 8.75%，$SiO_2$从 0.69%增至 42.85%。在矿脉边侧的白云母蚀变带中，$K_2O$ 含量达 3.89%，向外逐次降至 0.68%。可能由于该成矿阶段成矿温度较低，各蚀变分带中的稀土元素分布型式基本上保持了原岩的特点（图 4-7）。因样品的矿物组合及各矿物相比例不同，REE 总含量不等及铕略有亏损或富集，整体上不具规律性。

# 第五章　矿化及主岩的放射性同位素定年

随着矿床学研究不断深入，矿床成矿时代厘定越来越明显地成为解决矿床成因的首要问题。大水沟碲矿床中两类矿脉及其两侧的蚀变岩中均有云母类矿物，这为矿床成矿定年提供了一个良好条件。

## 一、K-Ar 法测年

### 1. 采样和测试

前文已述，黄铁矿-磁黄铁矿成矿阶段和辉碲铋矿成矿阶段是大水沟碲矿床中最主要的两个成矿阶段。在部分辉碲铋矿矿脉中有比较多的浅绿色白云母，这些白云母易精选而进行测年。在第四章中已述及，黄铁矿-磁黄铁矿矿脉和辉碲铋矿矿脉两侧分别发育有以黑云母和白云母为特征的围岩蚀变及分带。这两类蚀变岩及其中的黑云母和白云母的 K-Ar 同位素测年，基本上代表两个阶段的成矿时代。在大水沟矿区外围的溜沙坡，也发育有含白云母的白云石脉。这种脉似乎与矿区内辉碲铋矿矿脉可以类比。

本次进行了 8 件岩石和矿物 K-Ar 放射性同位素测试，其中单矿物白云母 4 件，黑云母 2 件，全岩 2 件，结果一并示于表 5-1。8 件样品的测试分别在三个同位素实验室完成，前 5 件在国家地震局地质研究所，后两件在地质矿产部地质研究所，第 6 件（样品号 SL-09）在成都理工学院。各实验室的测试流程和精度已为有关论文所报道，此间不再赘述。

### 2. 结果和讨论

测试结果（表 5-1）表明，第一阶段（黄铁矿磁黄铁矿成矿阶段）成矿作用发生于 177.7～165.1Ma 之间，相当于燕山早中期。第二阶段（辉碲铋矿成矿阶段）成矿作用出现于 80.9～149.86Ma 之间，算术平均值为 110.86Ma，乃燕山中晚期产物。由此可知这两个主要矿化阶段虽然在成矿空间上先后叠加于同一方向的一组断裂中，但成矿时代上尚有一段较长的时距。

表 5-1　大水沟矿区 K-Ar 法同位素测年数据

| 序号 | 样品号 | 测试矿物或岩石 | 年龄（Ma） | 成矿阶段 |
|---|---|---|---|---|
| 1 | SD-19 | 蚀变岩中的黑云母 | 177.7±1.6 | 黄铁矿-磁黄铁矿阶段 |
| 2 | SD-20 | 蚀变岩中的黑云母 | 165.1±1.5 | 黄铁矿-磁黄铁矿阶段 |
| 3 | SD-21 | 蚀变岩中的白云母 | 88.32±0.84 | 辉碲铋矿成矿阶段 |
| 4 | SD 23 | 蚀变岩中的白云母 | 80.19±0.74 | 辉碲铋矿成矿阶段 |
| 5 | SL-09 | 溜沙坡白云石脉中的白云母 | 91.71±0.83 | 辉碲铋矿成矿阶段 |
| 6 | CL-1 | 铒矿脉中白云母 | 144.2 | 辉碲铋矿成矿阶段 |
| 7 | Ⅱ-1-2 | 蚀变岩含白云母 | 149.86±2.72 | 辉碲铋矿成矿阶段 |
| 8 | Y-1 | 变玄武岩 | 253.07±25.90 | 矿脉围岩 |

在大水沟矿区外围取一件变玄武岩（成矿围岩）进行 K-Ar 法放射性同位素测试。该样品的 $K_2O$ 含量为 0.43%，测得的年龄为 253.0±25.9Ma。这一数据明显老于三叠纪，与二叠纪峨嵋山玄武岩的成岩时代相接近。在第三章已述及，矿区内变玄武岩的岩石化学及微量元素特征也类似于峨嵋山玄武岩。由于湾坝河穹隆上小范围出露“三叠纪”玄武岩使一些学者怀疑其时代的可靠性，骆耀南（1994）曾断言这套火山岩形成于二叠纪而非三叠纪。这一年龄数据的出现，可以进一步确定这套岩石的时代归属。但鉴于改动地层时代牵扯范围比较广，在书中的其它章节，仍暂称大水沟矿区内的成矿围岩为三叠纪变玄武岩。

## 二、Ar-Ar 法测年

前一节用 K-Ar 法测定辉碲铋矿成矿年龄，得到的 5 件数据比较离散。因 K-Ar 法年龄测试受到放射成因氩丢失或过剩氩存在的干扰，往往造成年龄值偏低或偏高。因此，本节采用$^{40}Ar/^{39}Ar$ 中子活化年龄测定法对矿化年龄进行了重新测定。

### 1. 采样和测试

在大水沟碲矿区，12 号矿脉及其支脉富有白云母，部分地段含量达 15%～20%。白云母呈微绿色至无色，以集合体形式产出，与白云石、方解石、辉碲铋矿、石英等矿物呈共生关系。测试样品 GF-36 采自 12 号脉，距四号坑口约 50m 处。

$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄测定由中国地质科学院地质研究所完成。样品熔融、净化及分析测定全部在 MM-1200 质谱计系统进行。其分析精度和误差已为富云莲等（1986）报道。测试结果列于表 5-2 和示于图 5-1 和图 5-2。

表 5-2 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段升温分析结果

| 温度 (℃) | $\frac{^{40}Arm}{^{39}Arm}$ | $\frac{^{36}Arm}{^{39}Arm}$ | $\frac{^{37}Arm}{^{39}ArK}$ | $\frac{^{40}*Ar}{^{39}Ar}$ | ($^{40}Ar$)，(%) | $^{39}Ar$ (mol) E-14 | $^{39}Ar$ (%) 堆积 | 年龄 (Ma) | 2σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 400 | 3.600 | 0.00499 | 0.2126 | 2.138 | 59.37 | 90.27 | 0.89 | 59.48 | 2.60 |
| 480 | 3.016 | 0.00139 | 000563 | 2.603 | 86.32 | 179.34 | 2.66 | 72.18 | 0.73 |
| 560 | 2.936 | 0.00118 | 0.0033 | 2.581 | 87.94 | 464.89 | 7.24 | 71.58 | 0.82 |
| 640 | 3.150 | 0.00105 | 0.0000 | 2.835 | 90.00 | 380.92 | 10.99 | 78.47 | 0.89 |
| 720 | 3.713 | 0.00049 | 0.0000 | 3.563 | 95.97 | 2041.00 | 31.10 | 98.08 | 1.02 |
| 800 | 3.425 | 0.00017 | 0.0018 | 3.369 | 98.38 | 2314.67 | 54.01 | 92.87 | 1.01 |
| 880 | 3.342 | 0.00039 | 0.0045 | 3.222 | 96.39 | 1145.60 | 65.30 | 88.91 | 0.90 |
| 960 | 3.446 | 0.00025 | 0.0009 | 3.367 | 97.72 | 2199.20 | 86.97 | 92.81 | 0.93 |
| 1050 | 3.640 | 0.00035 | 0.0014 | 3.531 | 97.00 | 1129.00 | 98.09 | 97.22 | 1.18 |
| 1170 | 3.831 | 0.00121 | 0.0000 | 3.467 | 90.51 | 164.72 | 99.71 | 95.50 | 1.09 |
| 1250 | 16.612 | 0.03278 | 0.0563 | 6.923 | 41.67 | 18.30 | 99.89 | 185.91 | 25.00 |
| 1400 | 23.333 | 0.05238 | 0.4906 | 7.888 | 33.79 | 10.50 | 100.00 | 210.37 | 20.68 |

测试单位：中国地质科学院地质研究所。

### 2. 结果和讨论

阶段升温得到的白云母平均年龄曲线（图 5-1）比较平坦，说明氩体系在矿物生成后基本未受到干扰或扰动。测试从 400℃到 1400℃加温所释放出的部分气体，得到平均年龄为 92.10±1.06Ma，对 720℃到 1170℃温度范围所释放出的部分气体进行测试，获得 94.10±

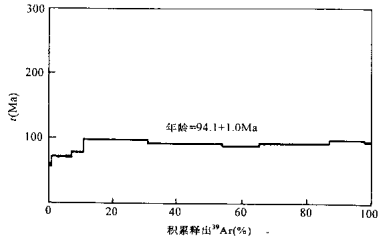



图 5-1　白云母$^{40}$Ar/$^{39}$Ar 平均年龄谱

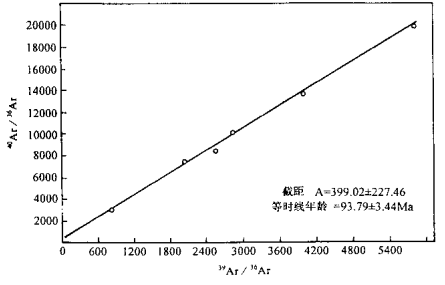



图 5-2　白云母 Ar-Ar 等时线图

1.0Ma 数据。

从 720℃到 1170℃温度期间，测定的$^{40}$Ar/$^{36}$Ar 对$^{39}$Ar/$^{36}$Ar 比值拟合成一条直线（图 5-2），获得 93.70±3.44Ma 等时年龄数据。等时线的截距（$^{40}$Ar/$^{36}$Ar）为 399.03，说明在白云母晶格中有一定量过剩氩（$^{40}$Ar）存在。由于采用等时线技术可以校正这些过剩氩的影响，所以 93Ma 代表着大水沟碲矿床的成矿时代。

上述 K-Ar 法和 Ar-Ar 法同位素测年表明，大水沟碲矿床两个主要成矿阶段分别发生于 170Ma 左右和 93Ma 左右。在区域上所见到的一系列白云母白云石脉，无论碲含量高低与否，可视为辉碲铋矿成矿阶段形成的类似物。

# 第六章　金属矿物特征及成因信息

在大水沟碲矿床，矿物组合比较简单，迄今仅鉴定出 32 种（表 3-4）。在这 32 种矿物中，金属矿物和造矿矿物达 17 种，其中以辉碲铋矿、楚碲铋矿、磁黄铁矿和黄铁矿最为发育。上述矿物，尤其是主要金属矿物的物理特征、化学组成及矿物共生关系为查明矿床成因提供了丰富的信息。

## 一、辉碲铋矿

辉碲铋矿以大片状形成块状集合体矿石，或填隙于白云石之间呈浸染状矿石。

### 1. 物理性质

辉碲铋矿在块状矿石中呈自形晶，粒径 1～6mm；在浸染状矿石中呈自形或半自形晶，粒径 0.3～2mm。铅灰色，不透明，金属光泽，平行（0001）理解完全，显微硬度用 NMT-3 型显微硬度仪测定，其范围为 20～80kg/mm²，相当于摩氏硬度 1～2，密度用静水力学称重法，在四氯化碳中测定，结果为 7.15～7.2g/cm³。易磨光。

辉碲铋矿反射色为白色微黄，比黄铁矿色淡。反射多色性弱，非均质性较清楚，蓝灰至灰色微黄。

反射率用 MPV-1 型显微光仪测定，其结果见表 6-1。颜色指数定量测定，主波长 λd＝563～571nm，饱和度（$p_c$）为 0.0274～0.0330（表 6-2），其颜色趋向于带黄色色调。

表 6-1　辉碲铋矿的反射率色散值（$R$）

| 波长（nm） | 405 | 436 | 480 | 526 | 546 | 589 | 644 | 655 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $R_e$ | 56.90 | 57.20 | 59.00 | 59.80 | 60.20 | 60.10 | 60.00 | 60.00 |
| $R_p$ | 48.50 | 49.20 | 49.60 | 51.30 | 51.60 | 52.00 | 52.10 | 52.10 |

测试者：地质矿产部矿床地质研究所 雷童芬。

表 6-2　辉碲铋矿的颜色指数

| 颜色指数 | 视觉反射率 | 色度标值 | | 主波长 λd（nm） | 饱和度（纯度）$p_c$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | $X$ | $Y$ | | |
| $R_e$ | 59.5880 | 0.3346 | 0.3397 | 563 | 0.0274 |
| $R_p$ | 51.1877 | 0.3383 | 0.3420 | 571 | 0.0330 |

测试者：地质矿产部矿床地质研究所 雷童芬。

### 2. 化学分析

利用化学分析方法对大水沟碲矿床中辉碲铋矿进行测试，结果列于表 6-3。从表 6-3 可

以看出，10件辉碲铋矿的成分十分接近，且块状矿石中的辉碲铋矿与浸染状矿石中辉碲铋矿的成分亦无明显差异，其主要组分含量为铋57.65%～58.68%，碲35.20%～36.40%，硫4.59%～5.36%，说明大水沟的辉碲铋矿属于标准辉碲铋矿，可以与以往所报道的辉碲铋矿（Shannon，1925；Watanabe，1933；Webb，1935；Sarkar et al.，1969；孙敏云等，1989）进行对比。另外，大水沟辉碲铋矿含有较高的铁、铅、硒、锑元素（表6-3），他们可能以类质同象形式代替其中的铋或碲。金和银元素在辉碲铋矿中明显富集，分别达1.4～10.7g/t和2300～3400g/t（6-3）。

表6-3 辉碲铋矿化学分析结果（%）

| 矿石类型 | 块状矿石 | | | 稠密浸染状矿石 | | | 浸染状矿石 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 样品编号 | TB-1 | TB-2 | TB-3 | TB-4 | TB-5 | TB-6 | TB-7 | TB-8 | TB-9 | TB-10 |
| Bi | 58.42 | 58.29 | 58.55 | 58.66 | 57.65 | 58.40 | 58.31 | 58.46 | 58.24 | 58.68 |
| Te | 35.20 | 36.00 | 36.00 | 35.90 | 35.90 | 36.00 | 36.00 | 36.00 | 36.40 | 36.4 |
| S | 4.67 | 4.67 | 4.76 | 4.70 | 5.36 | 4.59 | 4.77 | 4.75 | 4.76 | 4.76 |
| Fe | 0.28 | 0.46 | 0.055 | 0.040 | 0.92 | 0.16 | 0.056 | 0.031 | 0.14 | 0.036 |
| Pb | 0.026 | 0.028 | 0.030 | 0.032 | 0.030 | 0.029 | 0.034 | 0.038 | 0.030 | 0.033 |
| Ag | 0.023 | 0.026 | 0.024 | 0.034 | 0.034 | 0.023 | 0.033 | 0.030 | 0.031 | 0.032 |
| Se | 0.016 | 0.020 | 0.020 | 0.020 | 0.026 | 0.020 | 0.019 | 0.021 | 0.017 | 0.019 |
| Sb | 0.025 | 0.025 | 0.016 | 0.014 | 0.015 | 0.028 | 0.018 | 0.015 | 0.014 | 0.010 |
| (μg/g) | | | | | | | | | | |
| Cu | 49 | 23 | 48 | 59 | 80 | 34 | 132 | 52 | 56 | 53 |
| As | 11 | 5 | 2 | 3 | <1 | 8 | <1 | <1 | 2 | 14 |
| Au | 1.4 | 3.2 | 2.6 | 2.6 | 3.4 | 10.7 | 3.0 | 3.0 | 3.2 | 3.1 |

测试单位：国家地质实验测试中心；分析者：夏月莲。

### 3. X射线分析

在中国地质科学院矿床地质研究所进行了X射线粉晶衍射分析。实验条件：铜靶，电压45kV，电流450mA。

5件样品（包括2件取自块状矿石和3件取自浸染状矿石）的X射线粉晶衍射数据表明，其特征与已知标准辉碲铋矿完全吻合（图6-1）。

根据X射线分析结果测得辉碲铋矿为三方晶系，其晶胞参数列于表6-4。块状矿石中辉碲铋矿的a=4.252～4.253，c=29.608～29.612；浸染状矿石中辉碲铋矿的a=4.241～4.246，c=29.501～29.536。前一组比后一组a轴和c轴略长，单位晶胞体积略大。

### 4. 硫同位素

辉碲铋矿的硫同位素测试结果显示其$\delta^{34}S$值变化范围很窄，即从－0.5‰到2.1‰，算术平均值为0.58‰。硫同位素的分布具有清楚的"塔式效应"。硫同位素特点指示出硫曾经历过强烈的均一化作用。由此可以推测大水沟碲多金属矿床中的硫很可能与岩浆活动有着

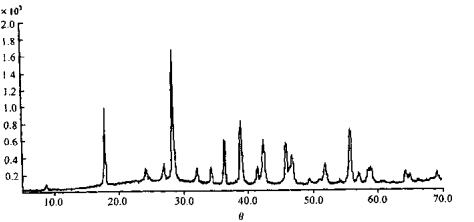



图 6-1　辉碲铋矿（TB-1）X 射线粉晶衍射谱

表 6-4　辉碲铋矿晶胞参数表

| 编号 | 矿石类型 | a 轴（$10^{-10}$） | c 轴（$10^{-10}$） | c/a 比值 | 体积（V） |
|---|---|---|---|---|---|
| TB-1 | 块状矿石 | 4.252 | 29.612 | 6.965 | 463.76 |
| TB-2 | 块状矿石 | 4.253 | 29.608 | 6.962 | 463.69 |
| TB-5 | 浸染状矿石 | 4.243 | 29.501 | 6.952 | 460.01 |
| TB-7 | 浸染状矿石 | 4.241 | 29.529 | 6.963 | 459.91 |
| TB-9 | 浸染状矿石 | 4.246 | 29.536 | 6.957 | 461.08 |

测试者：地质矿产部矿床地质研究所 张汉卿。

成因关系或直接来自地幔。

5. 讨论和结论

辉碲铋矿是一种比较少见的矿物，自 1851 年发现（Whitehall，1851）以来，在美国、前苏联、日本、朝鲜和中国均有一些报道和研究。Pauling（1975）测定了其晶体结构。在我国，先后于湖南七宝山铜多金属矿床（孙敏云等，1985），江西盘古山钨矿床（Ren，1986）和柿竹园钨多金属矿床（孙一虹等，1986）发现有辉碲铋矿。对七宝山矿床中的辉碲铋矿作过一些测试研究，由于碲是一种稀散元素，过去所鉴定的辉碲铋矿均呈一种次要或伴生矿物产于金属硫化物矿床、金矿床和钨矿床。在大水沟矿床中，辉碲铋矿作为主要成矿矿物，且如此大量堆积和呈粗大片状集合体在世界上实属罕见。

尽管大水沟碲矿床中的辉碲铋矿是标准的辉碲铋矿，但其中含有比较多的杂质元素。有替代铋元素的铁、铅、锑，也有替代碲的硒元素，还有贵金属元素金和银。值得指出的是辉碲铋矿中硒、金和银含量如此之高，以致于具有较高的经济价值。

辉碲铋矿的硫同位素的均一化程度高，且密集分布于 $\delta^{34}S=0‰$附近。表明硫来自深源或与岩浆活动有关。

## 二、楚碲铋矿

### 1. 一般特征

除去辉碲铋矿以外，大水沟矿区的主要碲化物还有楚碲铋矿，约占碲矿物数量的1%～5%。在显微镜下观察到的楚碲铋矿多分布于辉碲铋矿与磁黄铁矿的接触带上，并呈不规则的蠕虫状、细网脉状等形态出现。显微镜下的楚碲铋矿（图版Ⅱ-1）为带油质黄的白色调，具非均质性，低硬度；有些情况下这些楚碲铋矿与辉碲铋矿成连晶出现，并与自然金、黄铜矿等矿物共生；其中与黄铜矿共生的楚碲铋矿显示了固溶体分离结构的特征。

楚碲铋矿对四种国际通用的标准波长的反射率值分别为36.2、43.5，44.8和47.3。显微压入硬度值为192。这应是目前第一批关于楚碲铋矿的反射率及显微压入硬度值。

总的来看，楚碲铋矿在显微镜下的反射率明显高于磁黄铁矿而略低于辉碲铋矿。

### 2. 成分特征

矿区楚碲铋矿的电子探针分析结果如表6-5所示。表中一并列出了几个近似矿物如碲铋矿、赫碲铋矿（hedleyite）的一般矿物学特征，以便对比分析。

表6-5 矿区Bi-Te矿物电子探针定量分析结果（%）

| 样品号 | 测点 | Te | Bi | S | Fe | Cu | As | Ni | Zn | Au | Ag | 总量 | 化学式 | 测试单位 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D2 | 1 | 37.54 | 62.02 | 0.01 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 99.73 | $BiTe_{0.98}$ | 中国地质科学院矿床地质研究所电子探针组 |
| | 2 | 36.58 | 62.00 | 0.71 | 0.09 | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.10 | 0.03 | 0.00 | 99.70 | $BiTe_{0.97}$ | |
| | 3 | 36.57 | 62.20 | 0.11 | 0.09 | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.11 | 0.03 | 0.00 | 99.30 | $BiTe_{0.96}$ | |
| | 4 | 36.18 | 61.56 | 0.87 | 0.11 | 0.23 | 0.15 | 0.07 | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 99.30 | $BiTe_{0.95}$ | |
| | 5 | 35.58 | 61.61 | 0.73 | 0.11 | 0.14 | 0.04 | 0.14 | 0.07 | 0.00 | 0.09 | 98.51 | $BiTe_{0.94}$ | |
| | 6 | 36.87 | 61.63 | 0.64 | 0.09 | 0.14 | 0.04 | 0.14 | 0.07 | 0.00 | 0.09 | 99.71 | $BiTe_{0.95}$ | |
| 见附注 | 碲铋矿一般特征 | 英文tellurobismuthite，一般化学组成为$Bi_2Te_3$（可含少量Sb或Se），六方晶系，易与辉碲铋矿共生，并与之性质相似而难以区别 | | | | | | | | | | | | |
| | 赫碲铋矿一般特征 | 又名梅得来矿，一般化学组成为$Bi_{14}Te_{41}$，根据人工合成，化学式应为$Bi_2Te_3$，六方晶系，与楚碲铋矿（BiTe）为固溶体矿物，显微镜下与其它Bi-Te矿物难以区别 | | | | | | | | | | | | |
| | 楚碲铋矿一般性质 | 英文wehrlite或pilsenite，一般化学组成为BiTe，六方晶系，反射色与碲铋矿很相似，硬度≥辉碲铋矿，磨光性与辉碲铋矿相似，显微镜下与其它Bi-Te化合物较难区别 | | | | | | | | | | | | |

附注：据地质科学院地质矿产所（1978）。

由表6-5可以看出，大水沟矿区楚碲铋矿的化学成分较为稳定，Te含量35.58%～37.54%，极差为1.96%，平均为36.55%；Bi含量61.56%～62.20%，极差为0.64%，平均为61.84%。这两种元素的含量占整个矿物元素总含量的97.19%以上，其它微量元素不足2.81%。这些微量元素包括S、Fe、Cu、As、Ni、Zn、Au、Ag等。目前尚不能确定这

些杂质元素是以何种形式赋存于楚碲铋矿中的。

3. 讨论

楚碲铋矿（tsumoite），也称叶碲铋矿，是一种少见矿物，由 Shimazaki（1978）在日本首次发现。我国李本海等（1987）曾报道在喀拉通克铜镍硫化物矿床中发现过叶碲铋矿，并称这次发现“在国内属第二次”。所发现的楚碲铋矿分别在深达 755.5m 及 472m 的岩心中，前者分布于黄铜矿中，后者分布于磁黄铁矿中；两者中的楚碲铋矿均为不规则粒状，粒径 7.15μm。这些楚碲铋矿在显微镜下呈亮白色，非均质性微弱，与黄铜矿呈连生体，抗磨硬度与黄铜矿接近，其化学成分如表 6-6 所示。

对比表 6-5 与表 6-6 可以看出，产于两地的楚碲铋矿化学成分很接近，它们同样形成于低硫逸度环境中。相对而言，大水沟矿区的楚碲铋矿较富含 S、Ni、Au、Ag、Zn、As、Cu、Bi，而贫 Fe、Te、Pb、Sb。

表 6-6　哈密黄山东铜镍矿床中楚碲铋矿探针分析结果（%）

| 样号 | Te | Bi | S | Fe | Ni | Sb | Pb | 结晶化学式 | 计算化学式 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $EZ_{403-2}$ | 37.52 | 61.05 | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.14 | 0.74 | $(Bi_{0.9936}, Fe_{0.0337}, Pb_{0.0121}, Sb_{0.0039})_{1.0433}Te$ | $BiTe_{1.01}$ |

据包相臣（1994）整理，地矿部峨嵋综合利用研究所测试。

值得注意的是，黄山东铜镍硫化物矿床等赋存于镁铁质、超镁铁质杂岩体中。这些杂岩体连同其中的矿体均为幔源成因，这应意味着与黄铜矿共生的楚碲铋矿也源于地幔。

## 三、黄铁矿

矿区黄铁矿集中形成于黄铁矿-磁黄铁矿阶段，很少部分形成于辉碲铋矿阶段，在时间及空间上与磁黄铁矿、白云石及方解石等有密切关系。

在矿区外围西侧溜沙坡一带的上二叠统变玄武岩中，也见有黄铁矿产出。

1. 物理特征

大水沟矿区黄铁矿多呈孤立的粗晶（>5mm）或巨晶（>10mm）被磁黄铁矿包裹而存在，或呈晶形完整的形态星散状分布于碳酸盐脉中。往往在磁黄铁矿脉中可以见到粒径达 1 至 10cm 的黄铁矿自形晶体（图版 Ⅰ-2），如 10 号脉中就常见到晶形完好的五角十二面体巨晶黄铁矿。分布在碳酸盐脉中的黄铁矿的粒径较磁黄铁矿中的明显偏小，但也在粗晶及巨晶黄铁矿的粒度范围以内。

这些黄铁矿主要为晶形完好的五角十二面体｛210｝型黄铁矿（约占 95%以上），仅见少量八面体｛111｝型黄铁矿（在 5%以下），未见立方体｛100｝型及其它型黄铁矿。

矿区外围溜沙坡一带变玄武岩中的黄铁矿也为粗晶及巨晶黄铁矿，一般粒径为 0.3～1.0cm 之间，最大可达 1.2cm 左右；但这些黄铁矿全部为晶形完好的立方体或长方体，这与矿区黄铁矿明显不同。

矿区晶质黄铁矿的反射率及显微压入硬度值分别如表 6-7 及 6-8 所示。

表 6-7　矿区部分矿物反射率值

| 矿物名称 \ R | (nm) | | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|
| | 470 | 546 | 589 | 650 | |
| 黄铁矿 | 47.0 | 53.8 | 54.0 | 54.0 | 测试值 |
| | 46.0 | 53.6 | 55.0 | 55.9 | 比较值 |
| 磁黄铁矿 | 34.1 | 37.0 | 38.3 | 40.1 | 测试值 |
| | $Rw$=30.9，$Re$=36.2 | $Rw$=30.4，$Re$=39.2 | $Rw$=35.8，$Re$=40.7 | $Rw$=38.6；$Re$=42.5 | 比较值 |

注：①测试者：长春地质学院矿相室张渊；②测试仪器：德国 Leitz MPV-3 显微光度仪；③比较值据地质科学院矿床地质研究所（1978）。

表 6-8　部分矿物显微压入硬度值

| 矿物名称 \ 硬度值 | | kg/mm² | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $H_{+15}$ | $H_{+50}$ | $H_{+25}$ | $H_{+20}$ | $H_{+200}$ | 平均值 | 比较值 |
| 黄铁矿 | | | | | | 1077.927 | 1002 | 913～2056；平均：1295 |
| 磁黄铁矿 | | 254 | 244 | 274 | 254 | | 256.5 | 230～390；平均 277 |
| 辉砷钴矿 | 1 | 30.5 | | 37 | | | 33.75 | 37～47，平均：36 |
| | 2 | 38.9 | 37.1 | | | | 38.0 | |
| | 3 | | 66.3 | | 45.3 | | 55.80 | |
| 楚砷钴矿 | | | | 192 | | | 192 | |

注：①测试者：长春地质学院矿相室张渊；②测试仪器：德国 Leitz ORTHO PLAN 显微硬度仪；③比较值据地质科学院矿床地质研究所（1978）。

矿区除大量晶形完好的黄铁矿以外，还有少量胶状黄铁矿。这些胶状黄铁矿多充填在磁黄铁矿的裂隙中，应为较晚期的产物，胶状黄铁矿带棕色调，反射率明显低于晶状黄铁矿。

2. 晶胞参数标型

研究区不同产状黄铁矿的晶胞参数示于表 6-9。

表 6-9　研究区黄铁矿的晶胞参数（由 X 射线粉晶衍射数据获得）

| 序号 | 样品号 | 取样位置 | $a$（$10^{-1}$m） | $\Delta a$（$10^{-10}$m） | $v$（$10^{-30}$） | $\Delta v$（$10^{-30}$m³） |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | SL-06 | 矿区外围灰沙坡石英脉中 | 5.41392 | 0.00050 | 158.6850 | 0.0443 |
| 2 | SL-10 | 矿区外围灰沙坡生玄武岩中 | 5.41727 | 0.00031 | 158.9799 | 0.0276 |
| 3 | SD-17 | Ⅲ-2 号磁黄铁矿脉中 | 5.41355 | 0.00075 | 158.6523 | 0.0661 |
| 4 | SD-23 | 4 号脉 | 5.41633 | 0.00046 | 158.8972 | 0.0409 |
| 5 | SD-29 | 5 号脉 | 5.41274 | 0.00091 | 158.5813 | 0.0799 |
| 6 | SD-41 | 1 号脉 | 5.41823 | 0.00018 | 159.0637 | 0.0162 |
| 7 | SD-52 | 大理岩与片岩接触带上白云石脉中 | 5.41428 | 0.00072 | 158.7167 | 0.0632 |
| 8 | SD-55 | 10 号脉 | 5.41830 | 0.00023 | 159.0706 | 0.0200 |
| 平均 | | | 5.41558 | 0.00051 | 158.8308 | 0.0448 |
| 黄铁矿标准值（据 JCPDS6-0710） | | | 5.4175 | | 158.95585 | |

实验条件：CuKa 辐射，电压 40kV，电流 50mA，扫描速度 6DEG/MIN，狭缝：DS1 RS0.15 SS1，图谱点数：11

分析者：国家标准物质研究中心 史红云；使用仪器：日本 Rigaku D/Max-rCX 射线衍射仪；（注：表中 $\Delta a$、$\Delta v$ 为标准偏差）。

由此表可以看出，除6号及8号的晶胞参数及2、6、8号样品的晶胞体积较理想值大以外，其余样品均小于理想值。6号及8号样品较大的晶胞参数与其含As较高直接有关，As以类质同象的形式替代黄铁矿中的S而使其晶胞参数变大。此外，也与Ag、Ni等杂质元素进入黄铁矿较多有关。

陈．弗．亚兹耶夫曾研究得出，五角十二面体黄铁矿更易接受As，且其形成时As浓度较立方体黄铁矿为高。

研究区黄铁矿晶胞参数的大小与As有关，但As的含量高低不是决定黄铁矿晶胞参数大小的唯一因素。

**3. 化学组分**

黄铁矿内的微量元素往往作为示踪成矿环境的有效元素。因此，在不同矿脉中选四件单矿物样品进行化学分析，结果列于表6-10。

表6-10　黄铁矿化学成分数据（$\times 10^{-6}$）

| 样品号 | Co | Ni | Cu | V | Ti | Te | Bi | Au | Ag | S（%） | Fe（%） | Co/Ni | Au/Ag |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| KD3-8 | 5800 | 8.9 | 21000 | <3 | 42 | 17 | 30 | 3.4 | 6.4 | 50.51 | 47.86 | 651.7 | 0.53 |
| KD1-9 | 5400 | 8.4 | 3700 | 19 | 32 | 27 | 14 | 3.7 | 13 | 51.36 | 48.55 | 642.9 | 0.28 |
| GF-26 | 912 | 4.9 | 48 | 38 | 31 | 11 | 7.7 | 2.5 | 6.0 | 52.49 | 48.24 | 186.1 | 0.42 |
| GF31-1 | 1400 | 25 | 132 | 46 | 209 | <5 | <0.5 | 4.1 | 5.2 | 52.57 | 48.29 | 56 | 0.79 |

测试单位：国家地质实验测试中心。

大水沟碲矿床中黄铁矿平均含Fe 48.24%，S 51.73%。其S含量明显低于黄铁矿的理论成分，黄铁矿以贫Ni（49～25）$\times 10^{-6}$和富Co（912～5800）$\times 10^{-6}$为特征，Co/Ni比值为56～651.7。此外，大水沟碲矿床中黄铁矿富有Te（5～27）$\times 10^{-6}$、Au（2.5～4.1）$\times 10^{-6}$和Ag（5.2～13）$\times 10^{-6}$，Au/Ag比值为0.28～0.79。在部分黄铁矿巨晶有微量黄铜矿出溶，因此，Cu含量最高达2.12%（表6-10），其余样品含Cu（48～3700）$\times 10^{-6}$。

**4. 讨论**

黄铁矿是一种常见的金属矿物，可以在不同成因环境中生成。因而，其物理和化学特征往往可以示踪它们的生成环境。

靳是琴和李鸿超（1985）、陈光远等（1987、1989）研究表明，黄铁矿的晶形可以反映成矿介质条件。一般规律是：{100}晶形黄铁矿出现在低饱和度、低硫逸度，以及比黄铁矿最佳形成温度高很多或低很多的温度条件下；{120}晶形的黄铁矿则反映硫逸度大的介质环境。Endo（1978）根据日本34个地点八个矿床类型黄铁矿晶形的研究发现，在矿床围岩中几乎全为简单的立方体{100}型黄铁矿；受后期接触变质的层状黄铁矿和一部分黑矿矿石中也以{100}型为主，高、低温脉状矿床中变化较大，但{210}广泛出现。Sunagawa（1957）系统研究了日本各类型黄铁矿晶形的变化规律，也得出类似结论：中等温度、缓慢冷却和充足物质来源，有利于{210}和{111}晶形黄铁矿的出现；而太高或太低的温度、

物质供应不足，则{100}晶形黄铁矿发育。黄铁矿晶形的演化系列为：{100}→{100}+{210}→{210}→{210}+{111}→{111}(Ebytskova et al.，1980)。据此演化系列，当成矿为正向分带时，矿床顶部黄铁矿以{111}占优势，而根部{100}占优势。Sunagawa(1957)根据日本多金属矿床的研究得出，成矿早期{100}黄铁矿占优势，而较晚阶段{210}或{111}占优势，最晚期有时也出现{100}。陈光远等(1989)在对胶东地区金矿床中黄铁矿的研究中也得出了类似结论，并认为只有在低温、弱碱性条件下且溶液中富As时，才更容易出现{111}晶形黄铁矿。

据此可以看出，矿区黄铁矿形成于温度适中、温度梯度变化小(缓慢冷却)、硫逸度大及物质来源充足的条件下，即可能是在中等温度、弱碱性条件下且相对富As的溶液中形成的。矿区外围溜沙坡变玄武岩中的黄铁矿则形成于低硫逸度、物质供应不充足，比黄铁矿最佳形成温度高很多或低很多的温度条件下。两者不是同一时间、空间下的产物。

黄铁矿的理论成分为Fe 46.55%，S 53.45%。大水沟碲矿床中黄铁矿的硫含量明显低于标准黄铁矿。这种贫硫之特点在一定程度上反映了成矿流体与岩浆活动的关系。崔艳合(1993)总结指出同生矿床中黄铁矿的硫高于标准值，相反，与岩浆活动有关的热液矿床中黄铁矿的硫低于标准值。黄铁矿的Co/Ni比值通常用于指示成矿环境(Davisoin，1962；Dick et al.，1979)。宋学信等(1986)总结出中国同生矿床中黄铁矿的Co/Ni比值小于1，矽卡岩和斑岩型矿床中黄铁矿Co/Ni比值为1.1～23.5，与岩浆有关的热液矿床中黄铁矿的Co/Ni比值为1.2～32。大水沟碲矿床中黄铁矿的Co/Ni的比值为56～651.7，也反映了成矿流体来自深部。

## 四、磁黄铁矿

磁黄铁矿在大水沟矿区以及外围分布比较广，堆积量最大，通常是集合体状出现(图版Ⅰ-3)。抑或与黄铁矿抑或由本身组成块状硫铁矿石，磁黄铁矿主要发育于黄铁矿磁黄铁矿成矿阶段，也少量出现于辉碲铋矿阶段。在大多数情况下，单斜和斜方磁黄铁矿相嵌共生。在局部，磁黄铁矿受压力而呈现出波状消光(图版Ⅰ-4)，沿裂隙生成胶状黄铁矿。

1. **物理性质**

大水沟矿区磁黄铁矿的反射率如表6-7所示。由此表可以看出，与前人所得磁黄铁矿反射率相比，矿区磁黄铁矿的反射率并无异常之处。矿区磁黄铁矿的显微硬度(表6-8)与前人所得数据相比，也无明显异常，应属正常数值之列。

在大水沟矿床，鉴定出四种不同的超结构类型：2A6C、2A5C、2A2B4C和A11C。对不同矿脉中磁黄铁矿进行了X射线粉晶数据分析，结果列于表6-11。由表6-11可以看出，多数样品的晶胞参数很接近，尤其是a值差不多，但个别样品的C、V值存在着明显差异。这可能与磁黄铁矿本身含Fe量等因素有关。

2. **化学成分**

在不同矿脉中挑选磁黄铁矿单矿物，利用等离子光谱方法在国家地质实验测试中心进行系统测试，结果列于表6-12。

表 6-11 磁黄铁矿（$Fe_{1-x}S$）的结构参数（由 X 射线粉晶衍射数据获得）

| 序号 | 样品号 | 取样位置 | 化学组成 | 对称特点 | a（$10^{-10}$m） | c（$10^{-10}$m） | v（$10^{-30}$m³） | 参考资料 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | SD-10 | | | | 6.892842 | 63.152290 | 2598.461 | |
| 2 | SD-15 | Ⅱ-1 磁黄铁矿脉 | $Fe_{10}S_{11}$ | 六方 | 6.894245 | 63.142920 | 2599.133 | JCPDS 29～726 |
| 3 | SD-29 | Ⅰ-5 号矿脉 | （x≈0.09） | 11C | 6.897294 | 63.158030 | 2602.056 | $a_0=6.8969\times10^{-10}$m |
| 4 | SD-41 | Ⅰ-1 号矿脉 | | | 6.895152 | 63.180740 | 2601.375 | $c_0=63.222\times10^{-10}$m |
| 5 | SD-65 | Ⅰ-8 号矿脉 | | | 6.896841 | 63.147930 | 2601.298 | $v=2604.4\times10^{-30}$m³ |
| 平均 | | | | | 6.895275 | 6.156380 | 2600.464 | |
| 6 | SD-23 | Ⅰ-4 号矿脉 | $Fe_9S_{10}$ （x≈0.1） | 六方晶系 | 6.887891 | 28.684720 | 1178.566 | JCPDS 29～734 $a_0=6.888\times10^{-10}$m $c_0=28.670\times10^{-10}$m $v=1178.0\times10^{-30}$m³ |
| 7 | SD-71 | | $Fe_{11}S_{12}$ （x×0.08） | 六方晶系 6C | 6.895814 | 34.489890 | 1420.344 | JCPDS 29～725 $a_0=6.8982\times10^{-10}$m $c_0=34.519\times10^{-10}$m $v=1422.5\times10^{-30}$m³ |

实验条件：CuKa 辐射，电压 40kV，电流 50mA，扶键：DS1 RS 0.15 SS 1，扫描速度 6DEG/MIN，阶步 0.02DEG，圆滑点数：19。

分析者：国家标准物质研究中心 史运红；使用仪器：日本 Rigaku D/Max-rCX 射线衍射仪。

表 6-12 磁黄铁矿化学分析数据（$\times10^{-6}$）

| 样品编号 | KD3-8 | GF31-1 | GF-26 | GF-24 | GF26-3 | KD1-9 | KD4-9-1 | KD1-2 | KD4-15 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Co | 445 | 57 | 386 | 174 | 324 | 207 | 242 | 274 | 86 |
| Ni | 294 | 804 | 133 | 248 | 138 | 226 | 371 | 244 | 222 |
| Cu | 4200 | 4600 | 6800 | 2400 | 3800 | 3000 | 694 | 3200 | 2000 |
| V | 54 | 57 | 20 | 56 | 44 | 50 | 50 | 47 | 56 |
| Ti | 81 | 101 | 73 | 33 | 46 | 34 | 202 | 48 | 95 |
| Te | 39 | 9.8 | 6.0 | 6.3 | 7.3 | 8.0 | 16 | 9.5 | 3900 |
| Bi | 60 | 1.5 | 1.9 | 2.1 | 1.2 | 1.6 | 2.2 | 2.4 | 6100 |
| Au | 3.3 | 4.4 | 3.9 | 3.4 | 4.4 | 4.6 | 3.2 | 4.1 | 3.4 |
| Ag | 3.2 | 2.4 | 2.2 | 21 | 7.0 | 5.2 | 18 | 12 | 95 |
| S（%） | 38.36 | 37.24 | 33.72 | 37.48 | 36.67 | 38.47 | 38.66 | 36.54 | 36.41 |
| Fe（%） | 62.08 | 60.31 | 58.28 | 62.61 | 57.96 | 61.06 | 60.74 | 60.68 | 59.03 |
| Co/Ni | 1.51 | 0.07 | 2.90 | 0.70 | 2.35 | 0.92 | 0.65 | 1.12 | 0.39 |
| Au/Ag | 1.03 | 1.83 | 1.77 | 0.16 | 0.63 | 0.88 | 0.17 | 0.34 | 0.04 |

分析单位：国家地质实验测试中心。

化学分析结果表明，磁黄铁矿含 Fe 57.95%～62.61%，S 33.72%～38.47%。Te 和 Bi

在大多数磁黄铁矿样品中的含量为 $(6.3\sim16)\times10^{-6}$和 $(1.2\sim2.4)10\times^{-6}$。而且，Te 与 Bi 之间相关性不明显。尽管 Te 元素含量比较高，但仍反映出该阶段成矿特征，即碲不构成矿化，但相对也比较富集。样品 KD3-8 和 KD4-15 中的 Te 和 Bi 含量分别为 $39\times10^{-6}$和 $60\times10^{-6}$，$3900\times10^{-6}$和 $6100\times10^{-6}$。

在磁黄铁矿中，Au 含量为 $(3.2\times10^{-6}\sim4.67\times10^{-6})$，平均 $3.9\times10^{-6}$。就块状纯磁黄铁矿而言，金已达到工业品位。而 Ag 含量却比较低，为 $(2.2\sim95)\times10^{-6}$，平均 $18.4\times10^{-6}$。Au/Ag 比值较低的值域为 0.04～1.88，说明大水沟矿床中磁黄铁矿以贫 Ag 富 Au 为特色。

磁黄铁矿中的 Co 和 Ni 元素含量均比较高，其范围分别为 $(57\sim445)\times10^{-6}$，平均 $241\times10^{-6}$和 $(133\sim804)\times10^{-6}$，平均 $293\times10^{-6}$。Co/Ni 比值为 0.07～2.90。除个别样品外，绝大部分 Co/Ni 比值大于 1。也就是说，虽然大水沟磁黄铁矿 Co 和 Ni 同富集，Ni 相对于 Co 更甚。

由于磁黄铁矿中常见出溶的微量黄铜矿，因此，铜含量异常高。其值域为 0.069%～0.68%，平均 0.34%。也就是说，块状磁黄铁矿集合体本身既是金矿石也是铜矿石。

3. 讨论

大水沟磁黄铁矿集合体沿裂隙堆积成块体。在大部分地段，除了少量巨晶黄铁矿外，几乎全部为磁黄铁矿，甚至没有脉石矿物出现。这显然是一个成矿异常。

在地球化学循环中，Au 与 Ag 分别趋向于地幔和地壳。磁黄铁矿的高 Au/Ag 比值反映出成矿流体与地幔的密切关系。虽然黄铁矿磁黄铁矿成矿阶段不形成碲矿化，但磁黄铁矿中的碲却高达几至几个$\times10^{-6}$量级或更高。由于碲通常在地幔明显富集，磁黄铁矿富碲也反映了成矿物质来源于深部。大厂锡多金属矿床是一个与壳源花岗质岩石有关的典型矿床(陈毓川，1993)，其矿石中广泛发育的磁黄铁矿相当贫 Co 和 Ni 元素，它们分别低于 $20\times10^{-6}$和 $60\times10^{-6}$。与此相对比，大水沟磁黄铁矿高度富集 Co 和 Ni 也表明成矿作用与地幔的亲合性。

## 五、矿物共生组合分析

根据野外产状和矿石组构、交代（穿插）关系，综合如下六个矿物组合：

①白云石-磁黄铁矿（Ⅰ）

②磁黄铁矿（Ⅱ）-黄铁矿（Ⅰ）-石英（Ⅰ）

③楚碲铋矿-碲铋矿-铁白云石-白云母

④辉碲铋矿-硫碲铋矿-方解石

⑤碲金矿-六方碲银矿-自然碲

⑥黄铁矿（Ⅰ）-自然金-石英（Ⅱ）、绢云母-黄铜矿

在碲成矿富集期，矿物的共生序列受成矿流体中碲、硫逸度的影响，体系可能发生的化学反应：

$$①4BiTe\ (固)+Te_2\ (气)=2Bi_2Te_3\ (固)$$

楚碲铋矿　　碲铋矿

$$②2Bi_2Te_3\ (固)+S_2\ (气)=2Bi_2Te_2S\ (固)+Te_2\ (气)$$

碲铋矿　　辉碲铋矿

块状矿石主要由辉碲铋矿构成，几乎为均匀粗粒的自形片状结构；楚碲铋矿呈交代残余，其中有磁黄铁矿的交代文象状残余结构，碲铋矿为中间产物。在形成辉碲铋矿的大量堆积时，变质作用期形成的磁黄铁矿生成黄铁矿的鸟眼状构造或巨粒变生代晶（crystallineblast）：

$$③2FeS\ (固)+S_2\ (气)=2FeS_2\ (固)$$

磁黄铁矿　　黄铁矿

上述主要的矿物共生关系可用 Bi-Te-S 体系来解释（图 6-2），包括硫碲铋矿—A（$Bi_4TeS_2$）和硫碲铋矿—B（$Bi_4Te_2S$）、辉碲铋矿（$Bi_2Te_2S$）、茵硫碲铋矿（$Bi_2TeS$）和硫楚碲铋矿（$Bi_3Te_2S$）以及楚碲铋矿（BiTe）、碲铋矿（$Bi_2Te_3$）、赫碲铋矿（$Bi_2Te$）和辉铋矿（$Bi_2S_3$）、脆硫铋矿（$Bi_4S_3$）。这些矿物难于在显微镜下鉴定，其成分多数是非化学计量的。由反应②可见，铋的硫碲化物（辉碲铋矿）相对于铋碲化物（碲铋矿）的稳定性随 $fS_2/fTe_2$ 比值的增高而增强。很显然，本矿床矿物组合特征表明 $fS_2$ 决定着矿物的生成顺序及稳定序列，难怪矿石中碲铋矿少见，可能是它在体系中呈不稳定状态的缘故。

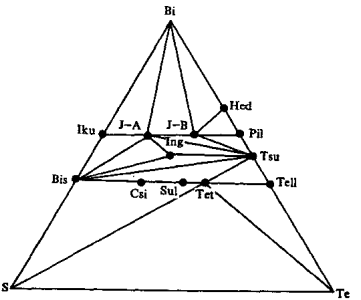



图 6-2　Bi-Te-S 体系矿物共生关系图解

Bis—辉铋矿；Tsu—楚碲铋矿；Hed—赫碲铋矿；Pil—叶碲铋矿；Tell—碲铋矿；Tet—辉碲铋矿；J-A—硫碲铋矿 A；J-B—硫碲铋矿 B；Iku—脆硫铋矿；Csi—硒硫碲铋矿；Sul—楚硫碲铋矿；Ing—茵硫碲铋矿

# 第七章　成矿流体地球化学

对大水沟碲矿床在研读了少量文献资料的前提下，进行了该矿区的野外地质调查。首先进行 $N-N'$ 剖面的有关地质、构造、火山岩等观察，然后结合探槽、坑道等详细地对碲矿脉的矿物共生组合，围岩蚀变，特别是碲铋矿与围岩关系等的系统观察与了解。重点探讨了碲矿的成矿地质环境和地球化学特征，同时较系统地采集了与碲矿的矿床学、矿物学、成矿年代学和同位素地球化学研究相配套的矿物包裹体地球化学研究样品。

矿物包裹体是在成矿作用时，在矿物结晶生长过程中，由于 $P$、$V$、$T$、$X$ 等物理化学条件发生变化或者成矿物质来源、矿质供给的改变和矿物不均匀性生长，致使成矿溶液被圈闭在结晶构造缺陷（空洞、穴窝、裂隙等）之中、矿物晶体继续生长，这一部分成矿溶液与主矿物有了相的界线，形成了包裹体。因此，矿物包裹体可以作为成矿过程的原始成矿流体样品加以研究。它与主矿物有着相的界限，且代表与主矿物成平衡关系的一部分原始成矿物质。所以，我们运用与碲矿物（辉碲铋矿、碲铋金矿等）共生的透明矿物（石英、方解石、白云石等）中的流体包裹体，作为解译碲矿床成矿作用的原始样品，进行系统的显微镜观察和物化参数测量。

有关碲矿床成矿流体的样品，选典型的、具代表性的约有 30 余件，磨制了两面抛光薄片，在显微镜下进行系统观察、描述、照像；在热台、冷热台上进行均一法测试包裹体的温度和冷冻法测其盐度；选择与碲矿成矿有关系的样品，进行包裹体的气相、液相成分分析；拟探讨碲矿形成的物理化学、地球化学条件，为进一步研究大水沟碲矿床形成的温度、压力，成矿流体的盐度、密度及其化学组分和地球化学性质及演化等提供科学证据。

## 一、流体包裹体特征

从理论上讲包裹体在结晶矿物中是普遍存在的，而实际上，对所研究的矿床、矿物包裹体存在的多少、疏密程度等等，需作具体的分析。由于矿物中包裹体一般都十分微小，借助于偏光显微镜的观察研究，便成为最基本的手段。

关于大水沟碲矿床流体包裹体特征，首先，在镜下最直观见到的是包裹体的形状、大小、颜色；气相所占比例（即：气液比 $=\frac{V_{气}}{V_{气}+V_{液}}$）；包裹体的分布规律及产状等特征。经过对各种包裹体特征的系统观察、绘图、描述、记录、归类、照像，以及对各类包裹体的大小、气液比等的测量、统计，并加以综合，总结出大水沟碲矿床包裹体类型及其特征。

现将大水沟碲矿床包裹体特征及包裹体类型等主要资料，列于表 7-1 之中；将反映该矿床特点的各种包裹体类型和包裹体特征的照片，选择有代表性的，统编入图版Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ。

总体上看，与辉碲铋矿等含碲矿物共生的透明矿物（石英、方解石和白云石）中都发育着各种类型的包裹体，尤以石英和方解石中的包裹体更发育，而白云石中的包裹体就数量和个体形状、透明程度、气液相轮廓清晰程度等较之石英和方解石中的包裹体稍显逊色。

表 7-1　大水沟碲矿床包裹体特征表

| | 类型 | 分布与产状 | 大小（μm） | 气液比 $(\frac{V_{气}}{V_{气}+V_{液}})\%$ | 形状 | 子矿物特征 | 均一状态<br>均一温度（℃） | 盐度（$wt_{NaCl}\%$） | 密度（$g/cm^3$） | 成因类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ⅰ | 气液包裹体 | 平行晶棱、晶带生长；原生包裹体孤立成排、成层产出；次生包裹体平行裂隙产出，受构造影响，包裹体具裂纹和卡脖子状 | 最大：36～24<br>一般：20～8<br>小者：<4 | 一般：30～10<br>小者：10～1 | 主矿物（石英、方解石、白云石）负晶形，方形，矩形，菱面体，圆形，椭圆形，长管状，叶片状，不规则形状 | | 气相收缩消失均一到液相<br>385～80 | 14.6～0.1<br>(8.0～1.6) | 0.91～0.71 | 原生包裹体，假次生包裹体，次生包裹体 |
| Ⅱ | 气体包裹体 | 平行晶面，晶棱生长；原生包裹体孤立，线型产出；<br>假次生包裹体沿愈合裂隙产出 | 最大：40～30<br>一般：20～10<br>小者：>4 | 一般：50～70<br>大者：>90 | 主矿物负晶形：六边形，方形，菱面体，纺锤形，圆形，椭圆形 | 少数含 NaCl＋KCl 子矿物 | 气相扩大消失均一到气相<br>400～200 | 14.6～2.4 | 0.93～0.79<br>0.76～0.68 | 原生包裹体<br>假次生包裹体 |
| Ⅲ | 含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体 | 平行晶面，晶带生长；原生包裹体孤立状产出，与Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ共存于石英、方解石等矿物中 | 最大：44～22<br>一般：20～8 | 一般：40～15<br>小者：10～3 | 主矿物负晶形；长方形 | | $L_{CO_2}$ 收缩消失，均一到气相，部分均一温度 27.0～29.0，气相收缩，消失，完全均一到液相。<br>280～160 | 14.6～2.4<br>(4.6～0.6) | 0.91～0.77<br>0.76～0.58 | 原生包裹体；假次生包裹体 |
| Ⅳ | 含子矿物 NaCl 和 NaCl＋KCl 的多相包裹体 | 沿晶棱，晶面生长；原生包裹体孤立状产出；成三、五等距成行或无序产出，与Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ共存于石英等矿物之中 | 最大：40～20<br>一般：20～8 | 一般：40～15<br>少量：50± | 主矿物负晶形；近似主矿物负晶形 | 石盐：正方体、长方形；<br>钾盐：小四方形、棱角浑圆的方形，长方形或粒状 | 气相收缩消失，<br>均一到液相，<br>少数气相扩大又收缩消失，<br>均一到气相。<br>390～200 | 33.5～28.0 | 0.93～0.79<br>1.02～0.95 | 原生包裹体；<br>假次生包裹体 |
| Ⅴ | 单一液相包裹体 | 平行裂隙、愈合裂隙生长，面型、线型产状，无序或群产出，单独出现或与Ⅰ、Ⅱ共存 | 一般：12～6<br>小者：<4 | | 圆形，椭圆形，水滴状，管状，不规则形状 | | | | | 次生包裹体；<br>假次生包裹体 |

1. **包裹体的形状**

形状多种多样，归纳起来有两种，即规则的和不规则的。规则的以具主矿物的负晶形为典型，如石英中的包裹体具有完好的柱状、六方锥状负晶形，垂直矿物C轴，呈六边形状等（图版Ⅰ-6；Ⅳ-2，5，7等）；方解石中的包裹体为菱面体状（图版Ⅰ-1、5等）；方形（图版Ⅳ-6，13；Ⅴ-10，11，12等）；长方形（图版Ⅳ-6，Ⅴ-10，11，12等）；白云石中矩形、方形、长方形包裹体（图版Ⅳ-8；Ⅴ-8，9等）。不规则形状各种各样，如石英的包裹体具有似纺锤状（图版Ⅰ-4，12）；方解石和白云石中的管状包裹体（图版Ⅰ-3；Ⅴ-11，13等）；局部收缩的楔形（图版Ⅴ-2，6，7，13）；边缘不平直的呈叶片状包裹体（图版Ⅴ-1等）；还有次生包裹体，形状像短了一翅的蝴蝶（图版Ⅳ-4）。

在该矿床中还发现一组包裹体，在它的形成过程中，由于受外来的热动力作用，使得原生包裹被拉长了，局部被卡断，形成“卡脖子”包裹体（图版Ⅳ-10）；有的在包裹体腔壁上具外来应力作用的痕迹，即形成具有微裂纹的包裹体（图版Ⅳ-9）；还有由于热动力作用，使晶体在生长过程中具有较大的穴窝，包裹体随晶体生长形成层状“叠瓦式”的包裹体群（图版Ⅰ-10，12；图版Ⅳ-13等）。“卡脖子”和“叠瓦式”等包裹体，为确定该矿床碲的多期次热液供给和脉动成矿提供了“活标本”。

2. **包裹体的大小**

该矿床中的流体包裹体有大有小，一般在20～8μm范围（图版Ⅰ-4，6，10；Ⅳ-1，2，5，8，11；Ⅴ-1，4，8等）。最大的气体包裹体40μm（图版Ⅰ-5；Ⅳ-7等）；小者多为气液包裹体或单一液相包裹体，只有5～1μm（图版Ⅰ-10，12；图版Ⅳ-11，13；图版Ⅴ-9，10，12等）。含$L_{CO_2}$的多相包裹体，其大小基本与含子矿物包裹体和气体包裹体相同，有时会大于气体包裹体（如图版Ⅴ-10）。气液包裹体的大小相差悬殊（36～1μm，见图版Ⅰ-10；Ⅳ-8，13；Ⅴ-10，11，13等）。

3. **包裹体的颜色**

一般包裹体多呈无色透明状（图版Ⅰ-2，6，8；Ⅳ-2，3；Ⅴ-1，2，13等）。有一部分包裹体其液相呈暗黑灰色（图版Ⅰ-3，7，12；Ⅳ-3，9；Ⅴ-1，8，9，11等）；另有一组气相呈黑色或灰黑色（图版Ⅰ-2，5，11；Ⅳ-9，11；Ⅴ-3，10，11等），由成分分析结果所示，这组包裹体含$CO_2$和$CH_4$较高。大水沟矿床的包裹体由子含$CO_2$等导致包裹体的颜色变为黑色或灰黑色。

4. **包裹体的气液比**

指包裹体中气相占包裹体总体积的比例，用百分数（%）表示比较直观。气液比可以反映成矿流体所含挥发组分及其性质等。大水沟碲矿床包裹体的气液比大小有差异，一般在30%～10%（图版Ⅰ-7，8；Ⅳ-2，5，11；Ⅴ-3，6，9，13等）；小者在10%以下（图版Ⅰ-1，3，9，10；Ⅳ-3，11；Ⅴ-1，2，5，13等）。气体包裹体气液比较大，一般在50%～70%（图版Ⅰ-4，5，6，11；Ⅳ-1，6，8；Ⅴ-8，10等），气相大于90%的气体包裹体多在成矿早、中期阶段出现（图版Ⅰ-11；Ⅳ-7；Ⅴ-4，10，11等），甚至还有含气相近100%的气体包裹体。成矿晚期出现不含气相（$V$≈0%）的单一液相包裹体（图版Ⅰ-10，11；Ⅳ-12，13；Ⅴ-12，13等）与气液比<10%的气液包裹体共存（图版Ⅰ-9，13；Ⅳ-12，13；Ⅴ-12等）。

5. **包裹体的分布与产状**

包裹体多平行晶棱、晶带生长，或在晶面上成片、成面（图版Ⅳ-13）、成群（图版Ⅴ-11，12，13等）、成行（图版Ⅳ-8）分布。包裹体的产状与其成因类型关系非常密切，原生包裹体孤立的、成行、成面的产出；次生包裹体则多沿裂隙。微裂隙成排产出，且包裹体长轴平行微裂隙的产状（图版Ⅱ-13等）；而假次生包裹体则多沿愈合裂隙产出（图版Ⅱ-11；Ⅳ-12；Ⅴ-12等）。总体上该碲矿床的包裹体可以归纳为两种分布形式：即面型和线型。

面型分布：原生包裹体多为孤立的个体，呈等距离或不等距离相间出现在晶体柱面和垂直C轴的晶体截面上，本矿床大多数包裹体具有面型分布特征。

线型分布：原生包裹体平行晶棱、成行分布（图版Ⅳ-8，13等），沿裂隙成线、成行出现的次生包裹体多呈线型分布（图版Ⅱ-13等），假次生包裹体多成行、成排产出，其包裹体的拉长方向平行隐约可见的愈合裂隙的走向（图版Ⅱ-11；Ⅳ-12；Ⅴ-12等）。线型产状的包裹体，有的呈一组线型，有的两组交叉，还有的呈三组以上的穿插交织形成格状、网格状包裹体群。

总结大水沟碲矿床流体包裹体的形状，大小，颜色，气液比和其分布与产状特征，表明越接近碲矿物、磁黄铁矿、黄铁矿等，其流体包裹体数量越多、类型越复杂，且包裹体个体大，生长完好；而远离碲矿物的流体包裹体明显减少，个体变小，气液比降低，包裹体类型变得简单，并且又出现不含气相的单一液相包裹体群。这些直观特征，在抛光薄片上比比皆是，可以说表现了形成碲矿床的规律特征。由此，可以提示碲矿床的形成与成矿热流体关系之密切程度。

## 二、流体包裹体类型

上述流体包裹体特征可以反应大水沟碲矿床形成的物理化学条件和成矿的地球化学环境，特别是显微镜下所观察到的众多包裹体在常温下的气液比等特征和所具有的相态，以及其成因特征等，可作为包裹体分类的依据，并以此将大水沟碲矿床流体包裹体归纳成五大类二亚类：

Ⅰ型，气液包裹体：指包裹体的气相部分占总体积50%以下的包裹体。在常温下这类包裹体由气相和液相两相组成。本矿床这类包裹体的气液比一般为30%～10%。气液包裹体发育在与碲矿物共生的石英（图版Ⅱ-6，12；Ⅳ-2，9；Ⅴ-13等）、方解石（图版Ⅱ-1；Ⅳ-13；Ⅴ-1，12等）和白云石（图版Ⅱ-3，13；Ⅳ-3，4；Ⅴ-2，5，9等）之中。气液包裹体为大水沟碲矿床的主要类型的包裹体。

Ⅱ型，气体包裹体：指气相体积占总体积的50%以上的包裹体。气相多居于包裹体之中心，呈中央突起、光亮的滚圆形（图版Ⅱ-6；Ⅳ-7等）；有些形成扁圆形（图版Ⅴ-6，8等）；有的呈拉长的椭圆形（图版Ⅱ-4；Ⅴ-4，10，11等）；有的受包裹体形成的三度空间制约，使得形成的气相呈不大规则的（图版Ⅳ-10）和椭圆形（图版Ⅱ-5等）。其气相的透明度和颜色则受所含的成分之影响，如含有较高的$CO_2$和$CH_4$等，其气相多呈暗灰黑～黑色的扁圆形（图版Ⅳ-11；Ⅴ-10，11等）。

气体包裹体在碲矿床成矿早期的石英、方解石和白云石中都有，多见到它与含子矿物的和含$L_{CO_2}$的多相包裹体共存。

Ⅱ型，含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体：由气相、液相及其两相之间的液态 $CO_2$（$L_{CO_2}$）三相组成。其 $L_{CO_2}$ 相与气相有明显的界线，二者呈同心圆或环状（图版Ⅳ-6；Ⅴ-3等）；也有气相与 $L_{CO_2}$ 相呈“双眼皮”状存在。

Ⅳ型，含子矿物的多相包裹体：由气相、液相和固相（子矿物）组成。按子矿物的种类又可分成二亚类。

Ⅳ-1型，含NaCl子矿物多相包裹体：子矿物为石盐（NaCl）立方体晶体（图版Ⅳ-5），正方形（图版Ⅱ-7，9；Ⅳ-7等），呈无色透明或微淡水绿色，偏光镜下折射率近似树胶的，正交偏光下为均质体。这类包裹体多分布于碲矿形成的早、中期阶段，与含NaCl+KCl子矿物多相包裹体和气体包裹体等共存。

Ⅳ-2型，含NaCl+KCl子矿物的多相包裹体：子矿物除了含有四方形的钠盐（NaCl），还同时存在KCl子矿物（图版Ⅱ-8，9；Ⅴ-6，8等）。钾盐（KCl）呈棱角浑圆的长方形、方形（图版Ⅱ-8；Ⅴ-8等），也有呈粒状（图版Ⅱ-9；Ⅴ-6等）。钾盐晶体，无色透明，粒状或具圆棱角的方形，偏光镜下负突起，正交偏光呈均质体。这类包裹体产于碲矿成矿早、中期阶段，与Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ-1型包裹体共生。

Ⅴ型，单一液相包裹体，即不含气相只有单一液相的包裹体。本碲矿床成矿晚期该类型包裹体出现较多，而且以线型为主，在构造裂隙、微裂隙附近成排、成行分布为其特征（图版Ⅱ-11，13等），也有成行、成面分布（图版Ⅱ-9，10；Ⅳ-8；Ⅴ-12等）。这类包裹体多与晚期含气液比小的气液包裹体共生（图版Ⅱ-10；Ⅴ-13等），但也有与气液比大的，甚至气体包裹体共存（图版Ⅱ-10；Ⅳ-8等）。

值得重视的是：在大水沟碲矿床形成过程中，特别是碲铋矿的成矿阶段（Ⅱ），经常可见气体包裹体、富液相包裹体与气液比（$V$%）相差悬殊的流体包裹体共存（图版Ⅱ-11，12；Ⅳ-5；Ⅴ-4，8，9等），还有气体包裹体（Ⅰ型）与含NaCl、NaCl+KCl子矿物多相包裹体（Ⅳ型）和含 $L_{CO_2}$ 三相包裹体（Ⅲ型）以及不同气液比（$V$%）的流体包裹体（Ⅰ型）共存（见图版Ⅱ-9；Ⅳ-6，11；Ⅴ-6，10，11等）。而且这些不同类型包裹体的共存，呈现在同一显微镜视域内，具有上述特征的一组包裹体（或为一群包裹体）称之为沸腾包裹体群（Roedder，1979）。沸腾包裹体群的存在是成矿过程中成矿流体沸腾的直接证据。大水沟碲矿床的主成矿阶段（Ⅱ）赋存沸腾包裹体群较为普遍，在NE向断裂及剪切裂隙中，特别是两组断裂、裂隙交汇部位，可以见到有较发育的典型的沸腾包裹体群的存在，而且此处多形成团块状辉碲铋矿富矿，如YD1号坑道内半环形采矿场附近碲矿体厚为0～8m，且生成富的碲铋矿、YD4坑道的Ⅱ-9矿脉也如此。由此可见沸腾包裹体群的存在与碲铋矿的成矿关系之密切程度。

若按包裹体的成因类型分类，大水沟碲矿床中所见的包裹体可分为原生包裹体、次生包裹体和假次生包裹体。

原生包裹体在碲矿形成过程中，其生成的机会最多（图版Ⅱ-1，3，4，5，6，7，9；Ⅳ-1，2，3，5，6，7；Ⅴ-1，2，3，4，6，7，8，10，11等）。原生包裹体占据着主矿物的结晶构造位置，具有一定的规则形状。原生包裹体捕获的是成矿期的流体成矿物质，它的化学成分与性质和成矿流体一致，因而可测定原生包体的成矿温度、盐度、密度、pH和Eh值及其化学组成，用以代表成矿时的物理化学条件。

次生包裹体是主矿物形成后，成矿热液残余沿裂隙、微裂隙、解理等进入矿物晶体构

造缺陷之中，沿裂隙圈闭而形成的成排、成行分布的包裹体（图版Ⅱ-13；Ⅳ-4；Ⅴ-12，13等）。

假次生包裹体在形成时间上稍晚于原生包裹体，它所捕获的成矿溶液在成分和性质上基本与原生包裹体相近。假次生包裹体多产于同一矿物颗粒内的微裂隙或已愈合的裂隙之中（图版Ⅱ-2，13；Ⅳ-12，13；Ⅴ-12等）。在测量假次生包裹体均一温度和盐度等方面，可以与原生包裹体同等对待。在大水沟碲矿床形成过程中，原生包裹体比假次生和次生包裹体多十倍、甚至百倍，因此我们以原生包裹体为主要测试温度、盐度和化学成分的对象，对假次生包裹体可以与原生包裹体等同研究之。

## 三、均一化温度

在室温下，通过显微镜看到的各种包裹体，主要由气相和液相组成。然而包裹体在被捕获的瞬间，是以均匀的流体相充满包裹体整个体腔内，后来，随温度压力的下降，气体从流体中逸出，聚集在稳定的部位，形成了我们现在所见到的，在常温下气相与流体相之间有明显的相的界线的气液包裹体。实验室研究流体包裹体，运用反演气液包裹体形成过程的方法，即升温加热的方法，使其气液两相包裹体呈逆向反演，而逐步恢复到被捕获时刻的相态等状况。我们把已圈好的含有包裹体的两面抛光薄片，放置在装有热台的显微镜物台上，升温加热，可以看到，随温度上升，其包裹体内气相、液相的形状和大小比例都会发生程度不同的变化。当温度升至某一时刻，所发生相的转变，即由两相（或多相）组成的包裹体变为一个相的包裹体，这时达到了均一。均一时刻的温度，即为均一温度。均一温度代表矿床和矿物形成温度的下限（Ypma，1963；Smith，1963）。

均一法测温的仪器，以西德莱兹（Leitz）-1350显微加热台和法国南锡产的谢克斯梅卡（Chaixmeca）冷热台相辅使用之。测试前先进行仪器的温度检测与校正，即对两仪器使用化学标准试剂对0℃～600℃区间的温度标定，莱兹-1350热台的误差范围在1℃～5℃；谢克斯梅卡冷热台正温部分的误差在1℃左右。

如前所述，大水沟碲矿形成的主要成矿阶段有三个：成矿早阶段（Ⅰ）；磁黄铁矿（Po）-黄铁矿（Py）-石英（Q）；第二阶段（Ⅱ）：辉碲铋矿（Tet）、楚碲铋矿、硫碲铋矿-黄铁矿（Py）-石英（Q）-方解石（CC）-白云石（Dol）；第三阶段（Ⅲ）：黄铁矿（Py）-黄铜矿（Cp）-石英（Q）-方解石（CC）-白云石（Dol）。在各成矿阶段中，还可进一步划分早、晚成矿亚阶段。

本次，选择具代表意义的各成矿阶段的各类型包裹体进行均一温度测定所获得的均一温度值，按不同成矿阶段的样品产状、结合采样具体位置，确定各样品所代表的成矿阶段，进而分别按各成矿阶段进行均一温度的数理统计。然后，分别绘制出各成矿阶段均一温度直方图，以此直观明了地反应出碲矿各成矿阶段形成温度这一物理参量。现将测试的均一温度、盐度及计算的相应密度，选择一部分数据，列于表7-2。

1. **磁黄铁矿-黄铁矿成矿阶段（Ⅰ）均一温度**

主要测定与磁黄铁矿、黄铁矿等密切共生的透明矿物——石英和少量方解石等流体包裹体的均一温度，经数据整理，绘成黄铁矿-磁黄铁矿成矿阶段（Ⅰ）包裹体均一温度直方图（图7-1）。图7-1所示；大水沟矿区，硫铁矿成矿温度高达400℃，在温度逐渐下

表 7-2　大水沟碲矿床包裹体均一温度、盐度、密度表

| 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度(℃) | 盐度($wt_{(NaCl)}$%) | 密度($g/cm^3$) | 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度(℃) | 盐度($wt_{(NaCl)}$%) | 密度($g/cm^3$) | 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度(℃) | 盐度($wt_{(NaCl)}$%) | 密度($g/cm^3$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| KD1-7 | 石英 | 175 | 2.4 | 0.911 | KD1—13 | 石英 | 300 | 5.1 | 0.794 | GF—7 | 石英 | 197 | / | |
| | | 175 | / | | | | 320 | 6.2 | 0.718 | | | 210 | 4.4 | 0.888 |
| | | 180 | / | | | | 230 | / | | | | 275 | 4.3 | 0.802 |
| | | 185 | 3.3 | 0.907 | | | 350 | 4.8 | 0.661 | | | 280 | 3.8 | 0.789 |
| | | 190 | 3.2 | 0.901 | | | 265 | / | | | | 285 | 10.1 | |
| | | | | | | | | | | | | 290 | 8.6 | 0.815 |
| | | 195 | 3.2 | 0.895 | | | 360 | 5.8 | 0.669 | | | 310 | / | |
| | | 200 | 3.3 | 0.891 | KD4—10 | 石英 | 340 | 5.8 | 0.701 | | | 325 | 5.4 | 0.721 |
| | | 200 | / | | | | 350 | 5.0 | 0.665 | KD3—3 | 石英 | 210 | 2.0 | 0.869 |
| | | 200 | 4.0 | 0.896 | | | 335 | 5.0 | 0.690 | | | 310 | 5.9 | 0.758 |
| | | 220 | 2.7 | 0.863 | | | 335 | 5.0 | 0.690 | | | 310 | 9.0 | 0.793 |
| | | 230 | 3.0 | 0.853 | | | 300 | 4.7 | 0.764 | | | 320 | 4.3 | 0.719 |
| | | 235 | 4.7 | 0.861 | | | 355 | 6.5 | 0.679 | | | 330 | 6.9 | 0.728 |
| | | 235 | 4.1 | 0.856 | | | 370 | 7.0 | 0.684 | | | 340 | 7.2 | 0.721 |
| | | 240 | 3.4 | 0.843 | | | 400 | 7.0 | 0.580 | | | 350 | 8.0 | 0.713 |
| | | 310 | 5.1 | 0.749 | | | 395 | 6.3 | 0.578 | | | 360 | / | |
| KD4-3 | 石英 | 195 | 1.7 | 0.885 | KD3—5—2 | 白云石 | 135 | / | | KD2—6—2 | 石英 | 160 | 0.7 | 0.912 |
| | | 205 | 2.5 | 0.879 | | | 155 | / | | | | 165 | 1.6 | 0.914 |
| | | 195 | / | | | | 170 | 0.8 | 0.903 | | | 175 | 3.0 | 0.915 |
| | | 202 | / | | | | 175 | / | | | | 175 | / | |
| | | 230 | 3.3 | 0.856 | | | 180 | 2.6 | 0.907 | | | 180 | 1.8 | 0.901 |
| | | 300 | 4.1 | 0.757 | | | 190 | 1.0 | 0.884 | | | 190 | 2.2 | 0.894 |
| | | 270 | 4.7 | 0.813 | | | 195 | / | | | | 205 | / | |

续表 7-2

| 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度（℃） | 盐度（$wt_{(NaCl)}$%） | 密度（$g/cm^3$） | 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度（℃） | 盐度（$wt_{(NaCl)}$%） | 密度（$g/cm^3$） | 样品位置 | 矿物名称 | 均一温度（℃） | 盐度（$wt_{(NaCl)}$%） | 密度（$g/cm^3$） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| KD1-9 | 方解石 | 180 | 1.7 | 0.900 | KD3—$5_{-2}$ | 白云石 | 205 | 1.1 | 0.868 | KD2-$6_{-2}$ | 石英 | 215 | 3.2 | 0.873 |
| | | 195 | 2.4 | 0.890 | | | 210 | 1.8 | 0.867 | | | 225 | 4.8 | 0.874 |
| | | 210 | 2.4 | 0.872 | | | 220 | 2.0 | 0.857 | | | 230 | / | |
| | | 230 | / | | | | 220 | 2.0 | 0.857 | | | 230 | 5.6 | 0.875 |
| | | 255 | 3.3 | 0.827 | | | 230 | 2.0 | 0.845 | | | 235 | / | |
| | | 270 | / | | | | 230 | / | | | | 245 | 5.8 | 0.858 |
| | | 295 | / | | | | 240 | / | | | | 310 | / | |
| | | 300 | / | | | | 255 | 2.2 | 0.812 | | | 325 | / | |
| KD3-$5_{-1}$ | 方解石 | 140 | / | | KD3—2 | 石英 | 180 | / | | KD4—$3_{-2}$ | 石英 | 220 | 10.4 | 0.926 |
| | | 140 | / | | | | 200 | 7.0 | 0.920 | | | 220 | / | |
| | | 150 | / | | | | 260 | 10.0 | 0.876 | | | 230 | / | |
| | | 170 | 1.3 | 0.907 | | | 320 | 12.5 | | | | 255 | / | |
| | | 180 | 1.0 | 0.895 | | | 290 | 9.2 | 0.827 | | | 260 | / | |
| | | 185 | 2.7 | 0.902 | | | 330 | / | | | | 270 | 13.0 | 0.891 |
| | | 190 | 2.6 | 0.897 | | | 310 | 11.0 | 0.817 | | | 280 | 13.6 | 0.885 |
| | | 195 | / | | | | 280 | 10.0 | 0.850 | | | 280 | 11.6 | 0.866 |
| | | 195 | 4.2 | 0.903 | | | 300 | 12.5 | 0.847 | | | 295 | 6.3 | 0.789 |
| | | 205 | 3.9 | 0.895 | | | 220 | / | | | | 295 | 12.8 | 0.854 |
| | | 220 | 7.6 | 0.903 | | | 285 | 8.8 | 0.831 | | | 300 | 15.0 | 0.874 |
| | | 240 | 8.8 | 0.890 | | | 235 | 5.8 | 0.871 | | | 300 | 5.8 | 0.776 |
| | | 265 | 11.5 | 0.884 | | | 320 | / | | | | 310 | 14.6 | 0.856 |
| | | 275 | 5.6 | 0.814 | | | 250 | 8.0 | 0.871 | | | 310 | 13.2 | 0.841 |
| | | 295 | 11.0 | 0.839 | | | 270 | 10.5 | 0.868 | | | 290 | 4.5 | 0.779 |

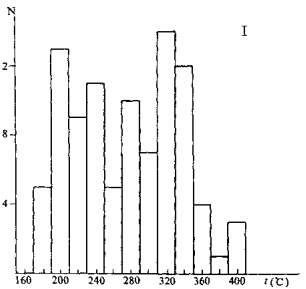



图 7-1　磁黄铁矿-黄铁矿成矿阶段（Ⅰ）包裹体均一温度直方图

N：代表频次，下同

降→360℃→320℃℃→280℃→240℃→160℃过程中逐渐结晶堆积而形成硫铁矿脉。终温为160℃，主要成矿在360℃～200℃范围内。由该温度直方图看出，又可分出两个成矿亚阶段：即360℃～260℃和260℃～160℃。在280℃～240℃之间出现频次减少，指示成矿有个小的间断。该直方图具有同一温度，出现频次集中，其温度高峰耸立，峰顶高低起伏之特征。说明成矿热液活动频繁，且具有多期次脉动的特点，也表现了硫铁矿结晶成矿相对较集中的特征。

两个成矿亚阶段在280℃～240℃之间有间断，呈低谷状。两亚阶段的原生包裹体很发育，而且可供测试的包裹体数量也非常之多。

**2. 辉碲铋矿成矿阶段（Ⅱ）均一温度**

该成矿阶段，碲矿形成温度380℃～140℃，在280℃～260℃有间断（图7-2）。由图7-2看出，辉碲铋矿为主的成矿阶段（Ⅱ），也可分为两个成矿亚阶段：早阶段温度在340℃～280℃；晚阶段温度降低至260℃～160℃之间。直方图显示有两个塔式高峰，但260℃～160℃相对低温成矿阶段，其塔峰居中呈对称型塔式，而高温成矿阶段（380℃～300℃）形成直角三角形的单面塔式，且峰高远不及低温阶段。在测试过程中屡屡发现：低温成矿阶段包裹体十分发育，多分布于与辉碲铋矿、黄铁矿密切共生的石英、方解石、白云石透明矿物之中，而且，越接近辉碲铋矿其包裹体的均一温度相对升高（如KD3-2；KD3-5；KD4-3等样品）；越接近辉碲铋矿，原生包裹体数量多，个体大，透明度也好，包裹体类型也多。

**3. 黄铁矿-黄铜矿成矿阶段（Ⅲ）均一温度**

该阶段以形成黄铁矿、黄铜矿为主，其成矿的起始温度较之Ⅰ、Ⅱ阶段的都低，其形成温度在300℃～80℃之间，直方图与Ⅱ阶段的类同，也为正态分布的塔式图型。

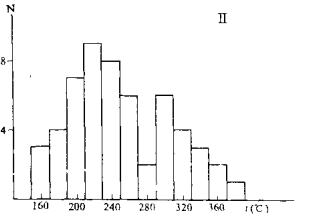



图 7-2　辉碲铋矿-黄铁矿阶段（Ⅱ）包裹体均一温度直方图

就所形成的黄铜矿、少量碲金矿及矿物组合，又可划分为两个亚阶段。现所采集的代表铜、金成矿阶段（Ⅱ）的样品（如 KD1-9；KD3-5；KD4-3 等）。所测得的均一温度，经数理统计，并绘制成黄铁矿-黄铜矿成矿阶段（Ⅱ）包裹体均一温度直方图（图 7-3）。

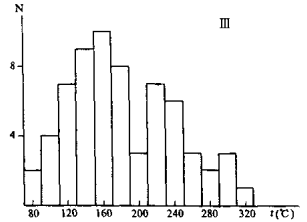



图 7-3　黄铁矿-黄铜矿阶段（Ⅱ）包裹体均一温度直方图

由图 7-3 看出，总体上温度由 320℃递降至 80℃，可划分成两个亚阶段，即：300°～200℃和 180℃～80℃。图 7-3　所反映应的：低温（180°～80℃）成矿亚阶段呈对称塔式，而高温（300°～200℃）成矿阶段呈不规则的塔式。低温阶段塔峰大大高于高温阶段的，这与成矿Ⅱ阶段直方图类似。

#### 4. 含子矿物（NaCl、NaCl+KCl）包裹体和含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体的均一温度

含 $L_{CO_2}$ 的多相包裹体获得均一温度需要两个步骤。因 $CO_2$ 临界点的温度为 31.1℃，经冷冻其三相点的温度为－56.6℃。所以，测量 $L_{CO_2}$ 包裹体，首先测得其 $CO_2$ 的相变温度值，叫做部分均一温度，继续升温，可求到该包裹体全部均一时的温度值。大水沟碲矿床 $L_{CO_2}$ 多相包裹体，其部分均一温度在 27℃～29℃范围，均一温度在 180℃～220℃区间。在加温过程，$L_{CO_2}$ 相与气相界线，随温度增高逐渐变淡，最后消失，具有均一到气相的性质。现举数例，列于表 7-3。

大水沟碲矿床，其中含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体远不及气液包裹体、气体包裹体和含子矿物多相包裹体那么发育，仅在成矿中、晚阶段局部地段可见（样品 KD1-9；KD2-6-$_2$；GF35-3-$_1$ 等）。确定为含 $CO_2$ 包裹体，除了在显微镜下鉴定有 $L_{CO_2}$ 独立相的存在和该相呈暗黑色等特征，还应测其临界温度和三相点温度而确定之。

表 7-3　大水沟碲矿床含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体均一温度

| 样品位置 | 矿物名称 | 部分均一温度（℃，$L_{CO_2}$） | 均一温度（℃） | 备注 |
|---|---|---|---|---|
| KD3-2 | 石英 | 27.0 | 200 | $L_{CO_2}$ 相加温后与气相界线变淡，而逐渐消失到气相，达到部分均一 |
| | | 28.5 | 220 | |
| KD3-5-$_1$ | 方解石 | 28.2 | 195 | |
| | | 27.5 | 205 | |
| KD1-7 | 方解石 | 28.8 | 180 | |
| | | 29.0 | 210 | |
| | | 27.5 | 200 | |
| KD2-6-$_2$ | 石英 | 28.0 | 180 | |

含子矿物（NaCl，NaCl+KCl）多相包裹体的均一过程也经历 NaCl 子矿物和 NaCl+KCl 子矿物消失和气相完全消失，最后达到全部均一的历程。关于子矿物消失情况等将在下节盐度测量中谈到。大水沟碲矿床含 NaCl 子矿物多相包裹体的均一温度，在 355℃～245℃范围，详见后表 7-7。而含 NaCl+KCl 子矿物多相包裹体的均一温度为 395℃～245℃，较之只含 NaCl 子矿物的包裹体形成温度要高（见表 7-8）。

## 四、爆裂温度

前已述及，均一温度代表成矿温度之下限，还有一种包裹体的测温方法——爆裂法，由爆裂法所获得的爆裂温度可代表成矿温度的上限。

本次所测试的爆裂温度，运用群体包裹体的测试方法，可测透明矿物：石英、方解石、白云石等，也可测试不透明矿物：黄铁矿、磁黄铁矿等。但首先测试与碲矿物密切共生的石英为好。当大量石英中的包裹体爆裂后，继续加温，温度升至 573℃左右会有一陡然突起的高峰，即为石英 α-β 相转变的峰值（见图 7-4 和图 7-7），以此 573℃作为温标，检验爆裂

温度的准确性，也可用573℃峰值温度校正本矿床所测样品的爆裂温度值，以求得精确可靠的数据。

对大水沟碲矿床进行爆裂法测温的样品经过破碎、选矿、挑纯，所测矿物粒度统一用60～80目级、每次测试统一用量为0.2g，样品纯度98%以上。

爆裂温度的确定原则，以全国统一的：包裹体大量爆破的起点（拐点）的温度为爆裂温度。本次选13件样品，其爆裂法测温结果列于表7-4。

表7-4 大水沟碲矿床包裹体爆裂温度一览表

| 序号 | 取样号 | 矿物名称 | 样品地质产状 | 各成矿阶段的爆裂温度（℃） | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Ⅲ | Ⅱ | Ⅰ | |
| 01 | KD2 6 | 石英 | Ⅰ号碲矿脉坑口取样，含碲硫化矿-石英-白云母组合 | 102 | (212) | 280 | α-β 574℃ |
| 02 | KD3-3 | 方解石 | Ⅱ号碲矿脉采场东壁上取样 磁黄铁矿-黄铁矿-辉碲铋矿-方解石 | 127 | (189) | 340 | |
| 03 | KD4-11 | 方解石 | Ⅳ号碲矿脉，CM1掌子面上取样 磁黄铁矿-黄铁矿-辉碲铋矿-方解石 | 127 | (212) | 313 | |
| 04 | KD4-16 | 石英 | Ⅳ号碲矿脉，粉脉20m处取样 辉碲铋矿-石英（结晶好） | 86 (116) | 208 | 280 (414) | α-β 573℃ |
| 05 | SL-06 | 黄铁矿 | 矿区西瘤沙坡含碲矿脉上部，有大片白云母、磁黄铁矿及呈星散状的黄铁矿和黄铜矿等 | | 207 | | |
| 06 | SL-11 | 电气石 | 矿区西瘤沙坡电气石-石英脉属细晶方解石-白云母蚀变带 | 94 | | | |
| 07 | SD-11 | 石英 | Ⅰ、Ⅱ矿带间，产状同碲矿脉的石英脉 | | 174 | 399 | |
| 08 | SD-27 | 石英 | 4号矿脉中，与蚀变岩有关 | 100 | | | |
| 09 | SD-67 | 石英 | 7号矿脉中，石英与碲铋矿共生 | 78 | | | |
| 10 | SD-62 | 白云石 | 9号矿脉中，蚀变粗晶白云石 | 155 | | | |
| 11 | SD65-1 | 白云石 | 8矿脉中蚀变粗晶白云石 | 169 | 250 | 452 | |
| 12 | SD-70 | 白云石 | Ⅳ矿带 蚀变粗晶白云石，有少量黄铁矿、磁黄铁矿 | 150 | | | |
| 13 | SD-69 | 方解石 | 矿层下部 蚀变方解石 | | 248 | | |

注：括弧中的爆裂温度数据为参考数据。

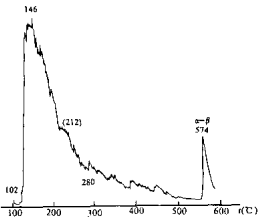



图 7-4　大水沟碲矿床石英中（KD2-6）包裹体爆裂温度曲线谱图

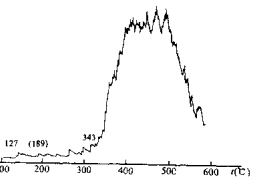



图 7-5　大水沟碲矿床方解石中（KD3-3）包裹体爆裂温度曲线谱图

由表 7-4 内容告诉我们：每件样品有大量爆破起点的温度值，有些样品有不止一个爆裂温度，即在同一爆破温度谱线上，从低温升到高温，会先后出现两次，三次甚至多次的包裹体大量爆裂，每次的大量包裹体爆裂拐点，可代表一期、一阶段成矿温度，因此都一一记录于表中。

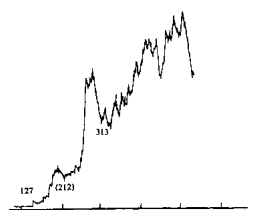



图 7-6　大水沟碲矿床方解石中（KD4-11）包裹体爆裂温度曲线谱图

现选择四张具代表性的包裹体爆裂温度曲线谱图，示于图 7-4、图 7-5、图 7-6、图 7-7。

这些爆裂温度谱图与表 7-4 同样说明碲矿床的形成受频繁的热液活动之影响。在爆裂谱图上，大多反映出有两、三阶段成矿作用，可以与前成矿早、中、晚阶段均一温度直方图对应分析：爆裂曲线随温度升高、降低而有起落，分别与各直方图所表现高峰、低谷之起伏相呼应。而且，各成矿期的温度，爆裂温度总要比相对应的均一温度高出 20℃～50℃左右，如此，也进一步客观地反应了大水沟碲矿床受热液活动的多期次、多阶段作用的影响。相应地所形成的碲矿脉相互切穿、交织，使辉碲铋矿矿石、富碲矿矿石，形成块状、细脉状、网状脉构造矿石。

还值得指出的一点是：两个石英中包裹体爆裂曲线谱图都表现为成矿晚阶段的谱峰陡然耸立，其峰高度和面积都明显大于早、中期的谱峰。石英是本碲矿床比较普遍存在的矿物，

它所反应的爆裂谱图，可代表其成矿作用全过程。因此，可以认为大水沟碲矿床在成矿过程中所受的热液活动，晚阶段远远强于中、早阶段。由于热液的频繁活动，多期次的运载成矿有用物质，对碲矿床形成富矿、特别是形成独立碲矿床的气热供给和碲矿物质来源都

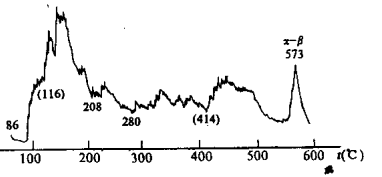



图 7-7　大水沟碲矿床石英中（KD4-16）
包裹体爆裂温度曲线谱图

是极为有利的（图 7-4 和图 7-7）。这种晚期热爆谱峰超高于早期的爆裂谱峰，表现了晚期热液“超覆式”的活动特点，大水沟碲矿床的“超覆式”热液脉动，与其它的钨、锡、金、铜矿床的热液成矿作用相对比，确属独特，可以认为这是大水沟碲矿床独具特点的热液活动形式。

## 五、包裹体流体盐度

大水沟碲矿床不同地段、不同矿脉、不同期次、不同成矿阶段的各类型包裹体，所含流体的成分和性质有所不同，按其成矿流体的性质和化学成分分类，该碲矿床的成矿流体可分为三大类：

**1. NaCl-$H_2O$ 低盐度流体**

呈无色或灰白色，组成包裹体的流体相。显微镜下呈清澈透明液体，用冷冻法测其盐度，多属稀盐水溶液。这种低盐度流体，构成本碲矿床的大量气液包裹体和气体包裹体及单一液相包裹体。它与碲矿物质搬运和富集，有密切关系，构成碲矿成矿流体之主体。

**2. $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体**

其包裹体的流体相一般比较混浊，透明度差，甚至几乎呈不透明状，显微镜下呈暗黑灰色或暗黑色。这类包裹体的气相大多数也呈暗黑色。流体相中一般含大量 $CO_2$，有的还含有 $CH_4$ 等。其气相中，大多数的 $CO_2$ 含量高过 $H_2O$。含 $L_{CO_2}$ 多相包裹体及 $L_{CO_2}$ 相和气相呈“双眼皮”状包裹体都属于此类型。用冷冻法测盐度，多发现在降温冷冻过程中，在气泡周围出现有似透明的小晶体或不甚透明的絮状物，即包裹体中的 $CO_2$ 和水起水合作用，可以形成 $CO_2$ 水合物（$CO_2 \cdot 5.75H_2O$）。

**3. 含子矿物（NaCl，NaCl＋KCl）即 NaCl-KCl-$H_2O$ 高盐度流体**

该类型包裹体捕获的是高浓度的盐水溶液，温压下降后，石盐（NaCl）或钾盐（KCl）从饱和盐水溶液中结晶出来，形成含子矿物的多相包裹体。此种包裹体的流体，依据所含的子矿物不同又可分成下列两个亚类：

3-1，含 NaCl 子矿物的 NaCl-$H_2O$ 高盐度流体：显微镜下看到包裹体流体相内含有呈立方体、方形、长方形的石盐（NaCl）子晶，如样品 KD3-5；KD3-8；KD1-7；KD4-3 等都较发育。

3-2，含 NaCl＋KCl 子矿物的 NaCl-KCl-$H_2O$ 高盐度流体：在包裹体流体相中可见到同时含有立方体状的石盐（NaCl）子晶和棱角浑圆的近方形、长方形或粒状的钾盐（KCl）子矿物共生。钾盐较石盐的溶解度低，故一般为棱角浑圆的近方形，长方形或粒状。在大水沟碲矿床二者共生产出屡见不鲜，但石盐晶体比钾盐要大得多，极少数二者近等体积状产出。

由于上述各类型成矿流体在常温下存在的物理相态和含盐度不同，测定各类成矿流体的含盐度的方法各有不同。

（1）NaCl-$H_2O$ 低盐度流体的盐度测定

采用冷冻法。根据拉乌尔定律，用冷热台负温部分，通过液氮致冷，经过显微镜的观察与测试，即将流体包裹体降温冻结，使流体相成分固化（结冰），然后回升温度，使冰晶熔融，当最后一块小冰晶融化时，立即记下此时的温度值，即为包裹体的冷冻温度。

本次使用法国产谢克斯梅卡（Chaixmeca，－180℃～＋600℃）显微冷热台的负温部分进行盐度测量。在测试之前，用标准化学试剂和纯 $CO_2$ 包裹体（三相点－56.6℃）等进行温度校正，以保证所测得的盐度数据准确可靠。此次测量精度为±1℃。

大水沟碲矿床的成矿流体多属 NaCl-$H_2O$ 低盐度性质，它贯穿于 Te、Bi、Cu、Au 成矿的全过程，尤其与辉碲铋矿的形成有密切的关系。所测得的盐度数据请见表 7-2。

为了直观明晰，便于了解该碲矿床各成矿阶段成矿流体含盐度情况，将所测试的盐度数据，按各成矿阶段归纳统计，并确定各成矿阶段的最佳盐度范围（表 7-5）。

**表 7-5　大水沟碲矿床包裹体流体盐度表**

| 成矿阶段 | 矿物共生组合类型 | 包裹体流体盐度范围（$wt_{(NaCl)}$%） | 最佳盐度范围（$wt_{(NaCl)}$%） | 测定件数 |
|---|---|---|---|---|
| Ⅰ | Po-Py-Q | 10.1～2.4 | 8.0～3.8 | 35 |
| Ⅱ | $Te_2Bi_2S\begin{cases}BiTeS\\Bi_2TeS\end{cases}$-Py-Q-CC-Dol | 15.0～1.0 | 14.6～8.0 | 31 |
| Ⅲ | Cp-Py-Au（Te 少量）-Q-CC-Dol | 5.8～0.7 | 3.3～1.6 | 27 |

（2）$CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体的盐度测定

$CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体由于 $CO_2$ 的存在，降温冷冻过程中，包裹体中的 $CO_2$ 会和 $H_2O$ 起

作用，即水合作用，生成 $CO_2$ 水合物（$CO_2 \cdot 5.75H_2O$）。$CO_2$ 水合物在包裹体中形成小晶体或絮状物，这样带去了一部分流体相中的水，使剩下来的成矿流体的浓度比原始的流体浓度高，若要用常规冷冻法测试其溶液的冰点降，求得的含盐度，势必要比其原始流体的盐度值高，这不能代表成矿时原始流体的浓度。因此，$CO_2$-NaCl-$H_2O$ 型包裹体应测量其 $CO_2$ 水合物消失时的温度，查相应的相体系图表（Collins，1979）来确定 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体相的含盐度。

大水沟碲矿床 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 型包裹体冷冻后，在暗色气泡周围出现呈锯齿状的、叶片状、小鳞片状的似透明的小晶体或不甚透明的絮状物。在负温时，各种形状的 $CO_2$ 水合物不完全消失，接近 0℃和 0℃以上才逐渐消失。该碲矿 $CO_2$ 水合物消失温度在+7.5℃～+9.5℃，在 Collins 的 NaCl 浓度与冰点和 $CO_2$ 水合物的分解温度关系图中查得相应的盐度，在 0.6～4.6$wt_{(NaCl)}$/$10^{-2}$范围内。

现将该矿床 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 型包裹体所测盐度，连同其均一温度等，选代表性的数据，列于表 7-6。

**表 7-6　大水沟碲矿床 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 型包裹体物化参数表**

| 样品位置 | 矿物名称 | $CO_2$ 水合物消失温度（℃） | 盐度（$wt_{(NaCl)}$%） | 均一温度（℃） | 密度（g/cm³） |
|---|---|---|---|---|---|
| KD1-7 | 方解石 | +8.6 | 2.8 | 190 | 0.898 |
| | | +9.4 | 0.6 | 200 | 0.870 |
| | | +9.5 | 0.6 | 210 | 0.858 |
| KD3-5$_2$ | 白云石 | +8.9 | 1.9 | 160 | 0.921 |
| | | +7.5 | 4.6 | 170 | 0.932 |
| | | +7.9 | 3.8 | 220 | 0.872 |
| KD2-6$_1$ | 石英 | +7.6 | 4.5 | 210 | |
| | | +8.3 | 3.0 | 250 | 0.826 |
| KD4-3$_2$ | 石英 | +8.0 | 4.1 | 240 | |
| | | +8.6 | 2.3 | 280 | 0774 |

(3) NaCl-$H_2O$ 高盐度流体的盐度测定

这类流体包裹体在常温下，其流体相中往往存在一颗石盐（NaCl）子矿物，由于成矿流体被捕获时为含 NaCl 的过饱和溶液，温度下降后，NaCl 从溶液中结晶出来，成为独立的固体相（石盐）。含子矿物石盐的多相包裹体标志着成矿溶液具有高盐度的特点。

对 NaCl-$H_2O$ 型高盐度包裹体流体的含盐度测定方法：利用冷热台之正温部分，升高温度，见到立方体的石盐子晶逐渐融化，直到消失，记下消失时的温度，即为流体相变点的温度值，再查相关的 NaCl-$H_2O$ 高盐度流体温度-盐度相图，可求得成矿流体的含盐度值。有关大水沟碲矿床 NaCl-$H_2O$ 高盐度包裹体的盐度范围，在 28.0$wt_{(NaCl)}$%～33.5$wt_{(NaCl)}$%区间，其含盐度、均一温度等物化参数可见表 7-7。

表 7-7 大水沟碲矿床 NaCl-$H_2O$ 高盐度包裹体物化参数表

| 样品位置 | 矿物名称 | NaCl 子矿物消失温度（℃） | 盐度（$wt_{(NaCl)}$%） | 均一温度（℃） | 密度（g/cm³） |
|---|---|---|---|---|---|
| KD1-11 | 石英 | 131 | 28.9 | 275 | 1.030 |
| | | 143 | 29.5 | 290 | 1.023 |
| | | 206 | 32.2 | 295 | 1.005 |
| KD3-2 | 石英 | 128 | 29.0 | 300 | 0.982 |
| | | 151 | 29.7 | 295 | 1.022 |
| | | 232 | 33.5 | 300 | 1.004 |
| KD3-$5_4$ | 方解石 | 110 | 28.3 | 260 | 1.036 |
| | | 130 | 28.8 | 260 | |
| | | 142 | 29.3 | 245 | 1.058 |
| KD4-$3_2$ | 方解石 | 115 | 28.5 | 315 | 1.02 |
| | | 150 | 29.5 | 285 | 1.02 |
| | | 182 | 30.9 | 300 | 1.028 |
| KD2-$6_1$ | 石英 | 126 | 28.0 | 330 | 0.961 |
| | | 202 | 32.0 | 355 | 0.952 |

（4）NaCl-KCl-$H_2O$ 高盐度流体的盐度测定

显微镜下所见，这种类型包裹体的流体相内，有立方体状的石盐（NaCl）；同时有一颗粒状或呈棱角浑圆的方形、长方形的钾盐（KCl）共同存在。

NaCl-KCl-$H_2O$ 型包裹体流体的含盐度测定方法：运用冷热台的正温部分，加温分别观察石盐（NaCl）和钾盐（KCl）变化情况，见它们的体积渐渐变小直到消失，分别记下 NaCl 和 KCl 子矿物消失时的温度值，然后查 NaCl-KCl-$H_2O$ 体系相图，求出这类成矿流体的浓度范围。

对大水沟碲矿床 NaCl-KCl-$H_2O$ 型成矿流体所测试的石盐（NaCl）、钾盐（KCl）各自融熔消失的温度值，以及在 NaCl KCl-$H_2O$ 体系三角相图所查相应的石盐（NaCl），钾盐（KCl）之重量百分浓度值，均列于表 7-8。

表 7-8 大水沟碲矿床 NaCl-KCl-$H_2O$ 型成矿流体盐度表

| 样品位置 | 矿物名称 | 子矿物溶解温度（℃） | | 重量百分浓度（$wt_{(NaCl)}$%） | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 石盐（NaCl） | 钾盐（KCl） | 石盐（NaCl） | 钾盐（KCl） |
| KD1-7 | 石英 | 190 | 90 | 22.5 | 19 |
| | | 240 | 80 | 27.0 | 16 |
| | | 300 | 70 | 33 | 12 |
| KD1-18 | 白云石 | 220 | 20 | 30 | 10 |
| | | 250 | 60 | 29 | 12.5 |
| KD2-$6_1$ | 方解石 | 170 | 75 | 24 | 15 |
| | | 180 | 30 | 26.5 | 11 |
| | | 230 | 65 | 27 | 13.5 |
| KD3-5 | 石英 | 150 | 15 | 26.5 | 9.5 |
| | | 200 | 40 | 26 | 13 |
| KD4-3 | 石英 | 250 | 45 | 30.5 | 10.5 |
| | | 270 | 100 | 29.5 | 16.5 |

表 7-8 表明：大水沟碲矿床含 NaCl 和 KCl 的，高盐度流体，其中 KCl 浓度范围

19.0$wt_{(NaCl)}$%～9.5$wt_{(NaCl)}$%；而NaCl的浓度高于KCl的，在33.0$wt_{(NaCl)}$%～22.5$wt_{(NaCl)}$%范围内。

## 六、气相和液相成分分析

近些年来由于对微区领域化学分析和测试技术水平的提高，对流体包裹体的成分分析方法，无论在气相成分分析还是在液相成分分析方面都有所发展。总结起来，就当前的测试技术可以对流体包裹体中的液相和气相分别作定性、定量化学分析。归纳其分析方法有三种：群体包裹体破坏性分析、单个包裹体破坏性分析和单个包裹体非破坏性分析的方法。本次对大水沟碲矿床主要采用群体包裹体的破坏性分析方法，对流体包裹体的液相、气相分别进行了化学组分的定性、定量分析。

1. **群体包裹体的液相成分分析**

运用超微量化学分析方法对流体包裹体液相成分进行定性、定量化学分析，所分析的样品是以包裹体群体为分析对象。

本次选择与碲矿物密切共生的石英、方解石、白云石等矿物，所作的包裹体液相分析样品与气相分析相配套，而且多是在显微镜下观察选择具代表性，同时又是作过均一法测温和冷冻法测定盐度的样品。

群体包裹体破坏性的液相分析方法，即打开群体包裹体将其液相浸取进行化学组分的分析。

样品制备：打开群体包裹体的化学分析方法，样品制备是提高化学分析精度的关键环节，通过选矿、样品清洗、热爆-超声法打开包裹体及提取阴、阳离子组分，分别测试等过程。

选矿：即选纯石英、方解石等单矿物。需注意矿样的破碎粒度，以石英等矿物既不含黄铁矿等连生体，又能更多地保留大包裹体的粒度为宜，我们定为60～80目。选矿纯度越纯越好，单矿物纯度要求＞98%。

清洗样品：将已挑纯的单矿物样，反复地用去离子水和稀酸清洗多次，以除去吸附在矿物表面的离子和杂质，抽滤达到中性，再用超声波清洗器振动清洗，以达到清洗液的电导率与去离子水的电导率一致为止。把清洗好的样品过滤，在80℃以下的烘箱内烘干。

用打开包裹体的方法提取分析溶液：本次对大水沟碲矿床的样品，采取热爆裂-超声波法打开包裹体。将样品放入超声波振荡器中，超声浸取后，将溶液倒入离心管内，高速离心分离，反复离心，浸取多次，制成两份等量溶液，一份待分析阳、阴离子用；另一份作空白对比样品。样品热爆裂的温度范围，即由各样品的均一法和爆裂法的温度互相参照而定。用原子吸收分光光度仪分析溶液中的$K^+$、$Na^-$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$等阳离子；用离子色谱仪分析$F^-$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$等阴离子。

所用测定阴离子的仪器为美国Dionex公司的21201型离子色谱仪，对于测定包裹体流体中的阴离子，具有高灵敏度、精确之特点。测定阴离子的离子色谱分析法是一种独特的高精度且十分灵敏有效的方法，它是能分析40多种无机阴、阳离子和60多种有机阴、阳离子的分离和检测的方法。

所测得的各样品包裹体流体中各种化学组分的含量，以浓度计算法算出，单位是$\mu g/g$。

大水沟碲矿床选择了不同成矿期、不同成矿阶段和不同成矿地段的样品，同时也选择了一些围岩蚀变样品，分别进行了包裹体液相成分的定性、定量分析。这些液相成分分析数据经整理，列于表 7-9。

表 7-9　大水沟碲矿床群体包裹体液相成分分析表

| 序号 | 样号 | 矿物名称 | 取样位置及产状 | 液相含量（μg/g） | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Cl^-$ | $F^-$ | $SO_4^{2-}$ |
| 01 | KD2-6 | 石英 | 2 坑道，坑口，3 号矿脉<br>黄铁矿-黄铜矿-石英 | 31.58 | 4.52 | 0 | 0.15 | 54.66 | 0.10 | 12.76 |
| 02 | KD3-3 | 方解石 | 3 坑道，11 号脉大采场的东壁上，<br>磁黄铁矿-黄铁矿-石英-方解石 | 8.68 | 3.59 | 0.44 | 13.07 | 21.55 | 0.41 | 10.00 |
| 03 | KD4-2 | 方解石 | 4 坑道，1 号脉，距 CM，掌子面约 5m<br>磁黄铁矿-黄铁矿-石英-方解石 | 33.93 | 9.78 | 51.06 | 3.68 | 92.71 | 0.35 | 3.65 |
| 04 | KD4-11 | 方解石 | 4 坑道，$CM_2$ 14 米处<br>辉碲铋矿-方解石-白云石-石英-黄铁矿 | 10.43 | 3.78 | 97.83 | 2.44 | 29.66 | 0.22 | 3.73 |
| 05 | KD4-11 | 白云石 | 同上 | 4.06 | 4.49 | 32.05 | 2.30 | 11.88 | 0.20 | 4.68 |
| 06 | KD4-16 | 石英 | 4 坑道，沿脉 20m 处，<br>黄铁矿-黄铜矿-石英 | 55.65 | 5.79 | 1.13 | 0.33 | 150.03 | 0.03 | 4.96 |
| 07 | KD4-17 | 方解石 | 4 坑道掌子面 12m 处，<br>辉碲铋矿-方解石-白云石-石英-黄铁矿 | 7.29 | 2.28 | 32.08 | 2.84 | 22.03 | 0.40 | 3.33 |
| 08 | GF-7 | 石英 | Ⅰ-Ⅰ′剖面 12m 处，6 号点，<br>磁黄铁矿-黄铁矿-石英 | 11.29 | 1.26 | 0 | 0.05 | 18.64 | 0.08 | 3.27 |
| 09 | GF-32 | 方解石 | Ⅰ-Ⅰ′剖面，32 号点<br>矿化脉与灰岩接触处<br>蚀变方解石脉 | 12.93 | 1.42 | 34.24 | 0.89 | 39.66 | 0.31 | 4.35 |
| 10 | SD-11 | 石英 | 矿区西侧溜沙坡，<br>蚀变的电气石-石英脉 | 22.90 | 8.20 | 1.80 | 1.14 | 8.01 | 1.19 | 43.8 |
| 11 | SD-26 | 石英 | 1-4 号矿脉中<br>蚀变的石英脉 | 15.10 | 6.56 | 1.50 | 0.98 | 4.68 | 1.10 | 39.5 |
| 12 | SD-27 | 石英 | 同上 | 11.4 | 5.45 | 1.20 | 0.33 | 2.21 | 0.914 | 49.5 |
| 13 | SL-11 | 电气石 | 同上（SD-11，石英） | 7.81 | 4.92 | 1.80 | 2.45 | 1.51 | 1.41 | 32.6 |
| 14 | SL-09 | 白云石 | 庙坪地区<br>蚀变脉 | 2.92 | 2.18 | / | / | 4.02 | 0.395 | 50.7 |
| 15 | SD-49 | 方解石 | 四坑口，大理岩，<br>弱蚀变条纹状大理岩 | 2.44 | 2.46 | / | / | 4.84 | 0.616 | 147 |

分析者：地矿部矿床所陶恭溢，

本次液相成分分析由两部分内容组成，表 7-9 为本次的一部分群体包裹体液相中阴、阳离子的定性、定量分析结果；另一部分是反应碲矿形成的成矿溶液特征和性质的离子比和 mol 数据的计算资料，列于表 7-10。

2. **群体包裹体的气相成分分析**

群体包裹体的气相成分分析，本次采用打开包裹体，用气相色谱法分析气相中主要的化学成分的方法。这种方法所用设备先进，分离各相气体效果好、精确度高，速度快，而且分离和测定各项气体同时进行。

表 7-10　大水沟碲矿床群体包裹体液相 mol 数与离子比

| 序号 | 样号 | 矿物名称 | mol数 | | | | | | | 离子比 | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{++}$ | $Mg^{2+}$ | $Cl^-$ | $F^-$ | $SO_4^{=}$ | $Na^+/K^+$ | $Na^+/Ca^{2+}$ | $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ | $\frac{Na^+}{(Ca^{2+}+Mg^{2+})}$ | $Cl^-/+F^-$ | $Cl^-/SO_4^{=}$ | $\frac{(Cl^-+F^-)}{SO_4^{=}}$ |
| 01 | KD2-6 | 石英 | 1.373 | 0.116 | 0 | 0.006 | 1.518 | 0.005 | 0.133 | 6.987 | / | / | 210.523 | 546.60 | 4.284 | 4.292 |
| 02 | KD3-3 | 方解石 | 0.378 | 0.092 | 0.011 | 0.545 | 0.599 | 0.022 | 0.104 | 2.418 | 19.727 | 0.034 | 0.643 | 12.561 | 2.155 | 2.196 |
| 03 | KD4-2 | 方解石 | 1.471 | 0.251 | 1.277 | 0.153 | 2.575 | 0.018 | 0.038 | 3.459 | 0.663 | 13.875 | 0.618 | 264.886 | 25.4 | 25.495 |
| 04 | KD4-11 | 方解石 | 0.454 | 0.097 | 2.446 | 0.102 | 0.824 | 0.0117 | 0.039 | 2.759 | 0.107 | 40.094 | 0.104 | 134.818 | 7.952 | 8.011 |
| 05 | KD4 11 | 白云石 | 0.177 | 0.115 | 0.801 | 0.096 | 0.330 | 0.011 | 0.049 | 0.904 | 0.128 | 13.935 | 0.118 | 59.40 | 2.539 | 2.581 |
| 06 | KD4-16 | 石英 | 2.420 | 0.149 | 0.028 | 0.014 | 4.168 | 0.002 | 0.052 | 9.611 | 49.249 | 3.424 | 38.116 | 5001.00 | 30.248 | 30.254 |
| 07 | KD4-17 | 方解石 | 0.317 | 0.059 | 0.802 | 0.118 | 0.612 | 0.021 | 0.035 | 3.197 | 0.227 | 11.296 | 0.209 | 55.075 | 6.616 | 6.736 |
| 08 | GF-7 | 石英 | 0.491 | 0.032 | 0 | 0.002 | 0.518 | 0.004 | 0.034 | 8.960 | / | / | / | 233.00 | 5.700 | 5.725 |
| 09 | GF-32 | 方解石 | 0.562 | 0.035 | 0.856 | 0.037 | 1.102 | 0.016 | 0.045 | 9.106 | 0.378 | 38.472 | 0.368 | 127.936 | 9.117 | 9.189 |
| 10 | SD-11 | 石英 | 0.996 | 0.210 | 0.045 | 0.048 | 0.223 | 0.063 | 0.456 | 2.793 | 12.722 | 1.579 | 7.789 | 6.731 | 0.183 | 0.210 |
| 11 | SD-26 | 石英 | 0.657 | 0.168 | 0.039 | 0.041 | 0.130 | 0.058 | 0.412 | 2.302 | 10.067 | 1.531 | 6.089 | 4.255 | 0.119 | 0.146 |
| 12 | SD-27 | 石英 | 0.496 | 0.140 | 0.030 | 0.014 | 0.061 | 0.048 | 0.516 | 2.092 | 9.500 | 6.636 | 7.451 | 2.418 | 0.045 | 0.063 |
| 13 | SL-11 | 电气石 | 0.340 | 0.126 | 0.045 | 0.102 | 0.042 | 0.074 | 0.340 | 1.587 | 4.389 | 0.734 | 1.839 | 1.071 | 0.045 | 0.090 |
| 14 | SL-09 | 白云石 | 0.127 | 0.056 | 0 | 0 | 0.117 | 0.021 | 0.528 | 1.340 | / | / | / | 10.177 | 0.079 | 0.087 |
| 15 | SD 49 | 方解石 | 0.106 | 0.063 | 0 | 0 | 0.134 | 0.032 | 1.531 | 0.992 | / | / | / | 7.857 | 0.033 | 0.037 |

所采用的色谱仪是美国Varian公司的VISTA6000/6500型气相色谱仪及国产VARIAN-3400型气相色谱仪(仿美VISTA型)。经过改装,在上述仪器上加一进样加热

表 7-11　大水沟碲矿床群体包裹体气相成分分析

| 序号 | 样号 | 矿物名称 | 取样位置及产状 | 气相成分分析结果 ($\times10^{-4}$mol/g) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $H_2O$ | $CO_2$ | $CH_4$ | CO | $N_2$ | $H_2$ | $C_2H_6$ |
| 01 | KD2-6 | 石英 | 2坑道坑口，13号矿脉、黄铁矿-黄铜矿-石英 | 23.904 | 7.092 | 0.403 | 0.010 | 0.177 | / | / |
| 02 | KD3-3 | 方解石 | 3坑道11号矿脉大采场的东壁上，磁黄铁矿-黄铁矿-石英-方解石 | / | 23.872 | 0.097 | 0.421 | 0.017 | / | / |
| 03 | KD4-2 | 方解石 | 4坑道，1号矿脉，距$CM_1$约5m处，磁黄铁矿-黄铁矿-石英-方解石 | 2.877 | 6.263 | 0.029 | 0.022 | 0.152 | / | / |
| 04 | KD4-11 | 方解石 | 4坑道$CM_2$约14m处，辉碲铋矿-黄铁矿-石英-方解石-白云石 | 7.987 | 11.636 | 0.051 | 0.038 | 0.660 | / | / |
| 05 | KD4-11 | 白云石 | 同上 | 0.780 | 3.210 | 0.017 | 0.046 | 0.037 | / | / |
| 06 | KD4-16 | 石英 | 4坑道沿脉20m处，黄铁矿-黄铜矿-石英 | 22.907 | 1.951 | 0.303 | 0.012 | 0.034 | / | / |
| 07 | KD4-17 | 方解石 | 4坑道掌子面12m处，辉碲铋矿-方解石-白云石-石英 | 微量 | 1.395 | 0.052 | 0.047 | 0.222 | | |
| 08 | GF-7 | 石英 | Ⅰ-Ⅰ′剖面，6号点，磁黄铁矿-黄铁矿-石英 | 19.861 | 2.566 | 0.137 | 0.014 | 0.020 | / | / |
| 09 | GF-32 | 方解石 | Ⅰ-Ⅰ′剖面，32号点矿化脉与灰岩接触处，蚀变方解石脉 | 2.699 | 0.396 | 0.008 | 0.028 | 0.000 | / | / |
| 10 | SD-11 | 石英 | 矿区西侧溜沙坡，蚀变的电气石-石英脉 | 13.662 | 4.546 | 0.060 | 0.000036 | 0.196 | 0.060 | 0.000033 |
| 11 | SD-26 | 石英 | 1-4号矿脉，蚀变石英脉 | 20.333 | 5.364 | 0.731 | 0.000036 | 0.0714 | 0.053 | 0.000033 |
| 12 | SD-27 | 石英 | 同上 | 8.333 | 3.636 | 0.625 | 0.000036 | 0.0643 | 0.009 | 0.000033 |
| 13 | SL-11 | 电气石 | 同上（SD-11，石英） | 6.500 | 7.773 | 0.250 | 0.00036 | 0.0464 | 0.075 | 0.000033 |
| 14 | SL-09 | 白云石 | 庙坪地区，蚀变脉 | 11.667 | 3.727 | 0.163 | 0.000036 | 0.0286 | 1.320 | 0.000033 |
| 15 | SD-44 | 白云石 | 1-3号脉，蚀变岩 | 38.889 | 18.818 | 0.125 | 0.000036 | 0.643 | 2.670 | 0.000033 |
| 16 | SD-59 | 白云石 | 1-10号脉，蚀变岩 | 9.000 | 18.818 | 0.213 | 0.000036 | 0.143 | 1.550 | 0.000033 |
| 17 | SD 49 | 方解石 | 园坑口，弱蚀变条纹状大理岩 | 1.833 | 0.659 | 0.213 | 0.000036 | 0.464 | 1.055 | 0.000033 |

分析者：地矿部矿床所徐玉琳；中科院地质所谢奕汉、王英兰。

表 7-12 大水沟硫矿床群体包裹体气相 mol%及 mol 比

| 序号 | 样号 | 矿物名称 | mol % | | | | | | | mol 比 | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $H_2O$ | $CO_2$ | $CH_4$ | CO | $N_2$ | $H_2$ | $C_2H_6$ | $H_2O/CO_2$ | $\frac{H_2O}{CO_2+CH_4+CO}$ | $\frac{CO_2}{CH_4+C_2H_6}$ | $\frac{CH_4+CO+H_2}{CO_2}$ | $N_2/CO_2$ | $H_2/N_2$ |
| 01 | KD2-6 | 石英 | 75.68 | 22.45 | 1.28 | 0.03 | 0.56 | / | / | 3.371 | 3.185 | 17.581 | 0.058 | 0.025 | / |
| 02 | KD3-3 | 方解石 | / | 97.80 | 0.40 | 1.73 | 0.07 | / | / | / | / | 245.091 | 0.022 | 0.001 | / |
| 03 | KD4-2 | 方解石 | 30.79 | 67.04 | 0.31 | 0.23 | 1.63 | / | / | 0.469 | 0.456 | 217.462 | 0.008 | 0.024 | |
| 04 | KD4-11 | 方解石 | 39.21 | 57.12 | 0.25 | 0.18 | 3.24 | / | / | 0.686 | 0.681 | 230.424 | 0.008 | 0.057 | / |
| 05 | KD4-11 | 白云石 | 18.71 | 78.88 | 0.41 | 1.10 | 0.90 | / | / | 0.237 | 0.233 | 194.669 | 0.019 | 0.011 | / |
| 06 | KD4-16 | 石英 | 90.88 | 7.74 | 1.20 | 0.05 | 0.13 | / | / | 11.741 | 10.113 | 6.450 | 0.161 | 0.017 | / |
| 07 | KD4-17 | 方解石 | / | 81.31 | 3.05 | 2.72 | 12.92 | / | / | / | / | 26.675 | 0.071 | 0.159 | / |
| 08 | GF-7 | 石英 | 87.89 | 11.35 | 0.61 | 0.06 | 0.09 | / | / | 7.741 | 7.311 | 18.741 | 0.059 | 0.008 | / |
| 09 | GF-32 | 方解石 | 86.20 | 12.65 | 0.25 | 0.90 | / | / | / | 6.814 | 6.245 | 50.139 | 0.091 | / | 0.306 |
| 10 | SD-11 | 石英 | 73.76 | 24.53 | 0.32 | 0.01 | 1.06 | 0.032 | 0.01 | 3.007 | 2.967 | 75.717 | 0.026 | 0.043 | 0.735 |
| 11 | SD-26 | 石英 | 76.58 | 20.20 | 2.75 | 0.001 | 0.27 | 0.20 | 0.001 | 3.791 | 3.336 | 7.334 | 0.146 | 0.013 | 0.140 |
| 12 | SD-27 | 石英 | 65.78 | 28.71 | 4.93 | 0.01 | 0.51 | 0.07 | 0.01 | 2.292 | 1.956 | 5.818 | 0.146 | 0.013 | 0.140 |
| 13 | SD-11 | 电气石 | 44.38 | 53.08 | 1.71 | 0.01 | 0.32 | 0.51 | 0.01 | 0.836 | 0.810 | 31.087 | 0.174 | 0.018 | 1.615 |
| 14 | SL-09 | 白云石 | 69.01 | 22.05 | 0.96 | 0.01 | 0.17 | 7.81 | 0.01 | 3.130 | 2.999 | 22.933 | 0.042 | 0.006 | 46.202 |
| 15 | SD-44 | 白云石 | 63.60 | 30.78 | 0.20 | 0.001 | 1.05 | 4.37 | 0.001 | 2.067 | 2.053 | 150.506 | 0.399 | 0.008 | 4.153 |
| 16 | SD-59 | 白云石 | 30.28 | 63.30 | 0.72 | 0.001 | 0.48 | 5.22 | 0.001 | 0.478 | 0.473 | 88.543 | 0.149 | 0.034 | 10.849 |
| 17 | SD-49 | 方解石 | 43.40 | 15.60 | 5.03 | 0.01 | 10.99 | 24.97 | 0.01 | 2.782 | 2.103 | 3.101 | 0.094 | 0.009 | 2.272 |

装置，使样品可在进样舟内加热，包裹体热爆，同期释放气体、收集气体，同期送入已抽好真空的气相色谱分析系统。运用串联双检测系统，一次可以同时分离，同时测定 $H_2O$ (Gas)、$CO_2$、CO、$H_2$、$O_2$、$N_2$ 和 $CH_4$ 七种气体成分，且定性、定量分析速度快，有利于气体的瞬时收集和快速检测，可获得高精度的分析数据。该仪器最低检测限为 $0.05\times10^{-6}$ mol/g。

本次的样品选择，即选取做包裹体液相成分分析的样品，其中与碲矿各号矿脉有关的同时进行了气相成分分析，使所获分析数据配套，便于揭示碲矿形成的地球化学特征等，同时也做了一些与碲矿生成有关的热液蚀变岩样品中包裹体的气相分析。

样品的制备过程，前期与包裹体液相分析样品的制备相同，即将挑纯（>98%纯度）的石英、方解石等，粒度为 60～80 目的样品，多次清洗，烘干，称 0.2g 的重量，将样品放入真空加热进样舟内，采用真空热爆法，使包裹体快速爆破，并及时送入色谱仪的检测部分，分别对各种气体进行定性、定量测试。本次气相成分分析的真空热爆温度，由所测定各样品的均一温度和爆裂温度相互参照确定之。

现将所测定的气相成分数据收集在表 7-11 中。表 7-11 中，公布了气相成分分析结果。在此基础上，我们又分别计算了各项气体占总气体的 mol%，以及反应碲矿成矿流体特征的一些相关气体的 mol 比，其中 $CO_2+CH_4+CO/CO_2$，被我国著名包裹体专家李秉伦命名为还原系数（Hy），它可以反应碲矿形成时的氧化-还原环境。以上情况可详见表 7-12。

## 七、大水沟碲矿床成矿流体物理化学

不少学者根据包裹体的形成机理认为，包裹体的形成与成矿过程中 *P-V-T-X* 各参量的变化有关，同时，由于成矿流体被圈闭于晶体的不规则生长而产生的晶体缺陷、穴窝和位错之中，因此，被捕获于包裹体中的成矿流体属于单一的均匀相。所以，在捕获的瞬间，它属于均匀体系；包裹体被圈闭在晶体构造缺陷中，即它与主矿物之间以包裹体腔壁为界线，封存后的包裹体基本上没有物质的加入和逸出，它属于封闭体系；包裹体的体积固定，形成等容体系。为此，流体包裹体所内含的流体相物质及水、$CO_2$ 挥发组分等，成为指示该碲矿床成矿物质组分、性质和特征的“活标本”。

### 1. 碲矿床的成矿温度与盐度

前面，我们所获得的均一温度和爆裂温度都可代表该矿床的形成温度，只是前者示为成矿温度之下限，后者代表成矿温度之上限。由所测得的众多的温度数据资料可见，其爆裂温度确实高出相应的均一温度，就各成矿阶段、成矿期次，以及相同的成矿地段相比，一般形成碲矿脉的爆裂温度高出均一温度 20℃～50℃，但也有的地段二者则相差无几（<10℃）。

现在，用测定的温度（T）代表碲矿床形成的温度。由于碲矿的成矿作用要经过漫长的历程，同时还要受到 *P-T-V-X* 诸多参量之制约和影响，碲矿床的形成温度，不以某一温度值而以一个温度区间、范围来表示更为切合成矿作用的实际。而直方图和爆裂曲线图中出现的高峰值，可以视为相应的某一成矿期或成矿阶段的鼎盛时期。

碲矿床各成矿阶段形成温度主要依据实测均一温度和爆裂温度数据，但必须结合野外宏观地质和室内岩矿光薄片观察其成岩成矿作用，矿物生成先后，穿插、蚀变、嵌布结构构造等综合特征，来确定碲矿形成的早、晚阶段及各成矿亚阶段的形成温度。

**大水沟碲矿床的形成温度**

Ⅰ阶段：磁黄铁矿-黄铁矿阶段；360℃～160℃

第一亚阶段：360℃～260℃；第二亚阶段 260℃～180℃

Ⅱ阶段：辉碲铋矿阶段；340℃～160℃

第一亚阶段：340℃～280℃（次要成矿亚阶段）

第二亚阶段：260℃～160℃（主要辉碲铋矿等碲矿物形成期）

Ⅲ阶段：黄铁矿-黄铜矿阶段：300℃～80℃

第一亚阶段：300℃～200℃

第二亚阶段：180℃～80℃（黄铜矿为主，碲金矿等次之）

就以上碲矿床各成矿阶段形成温度和各阶段形成温度直方图表明，大水沟碲矿床的成矿温度有如下特点：

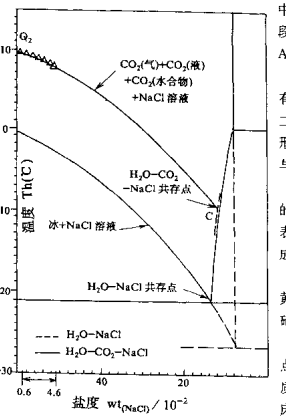



图 7-8 大水沟碲矿床 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体盐度与温度图

1. 成矿早阶段温度高于成矿晚阶段，早、中、晚阶段成矿过程中都有温度间断，而每阶段又可划分为两个成矿亚阶段。Te、Bi、Cu、Au 是在降温过程中成矿的。

2. 碲矿床形成的早、中、晚阶段成矿温度有重叠性。由直方图中看出，成矿早阶段的第二成矿阶段，似乎与晚一期的第一成矿阶段的形成温度有部分重叠；第Ⅰ阶段的第二亚阶段与第Ⅱ阶段的第二亚阶段几乎全部重叠。

3. 各成矿阶段的成矿晚阶段，成矿流体的含量和强度高过成矿早期阶段，如第Ⅱ阶段表现得最为典型。可以总结：独立碲矿床的形成具有“超覆式”热液活动的特点。

4. 各成矿阶段靠近辉碲铋矿、碲铋矿、磁黄铁矿等的包裹体发育，且形成温度高；远离碲矿物、其成矿温度逐渐降低。

这些都反应了大水沟脉状碲矿形成的特点，说明成矿热液多次频繁供给热源和碲矿物质来源的充分，故形成多脉、网脉状富的碲矿床。也进一步说明大水沟矿床的形成机制是迄今发现的世界唯一独立碲矿床的成矿机制。

**大水沟碲矿床的盐度**

该碲矿床成矿流体的盐度前已述及，根据成矿流体的化学组分和特征总结，大水沟碲矿床成矿流体为 NaCl-$H_2O$；$CO_2$-NaCl-$H_2O$；NaCl-KCl-$H_2O$ 等几种类型，其中 NaCl-$H_2O$ 有高、低盐度流体之分，各类型成矿流体，所测试的盐度范围不同，请看图 7-8：大水沟碲矿床 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 流体盐度与温度图；图 7-9：大水沟碲矿床 NaCl-$H_2O$ 高盐度流体温度与盐度关系图和图 7-10：大水沟碲矿床 NaCl-KCl-

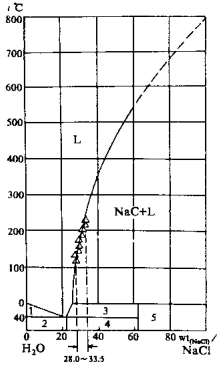



图 7-9 大水沟碲矿床 NaCl-$H_2O$ 高盐度流体温度与盐度关系图

$H_2O$ 三角图。但对该矿床成矿全过程起主导作用的仍以 NaCl-$H_2O$ 低盐度流体为主体。运用谢克斯梅卡（chaixmeca）冷热台，对一个包裹体先后测得均一温度和冷冻温度，形成每个包裹体温度和盐度成对的数据。但有时由于包裹体热爆或冷冻后回升温度，冰晶看不清，其气泡变化又极不明显，故得不到均一温度与盐度成对的数据。现将所获得的均一温度与盐度数据（见前表 7-2）作图，可以看出形成温度与盐度的关系（图 7-11）。

图 7-11 与表 7-2 中大水沟碲矿床均一温度、盐度、密度表明：

1. 其盐度总体上呈温度上升盐度相对也高的趋势，在成矿Ⅰ和Ⅱ阶段该特征表现明显，而Ⅰ阶段与它们截然不同。

2. 成矿Ⅰ阶段成矿温度居于中等，但其相应的盐度较之Ⅰ、Ⅱ阶段的都高出许多。如图 7-11 所示：Ⅰ阶段成矿温度在 320℃～240℃区间的包裹体，其含盐度高达 14.5$wt_{(NaCl)}$%～8.0$Wt_{(NaCl)}$%。这是大水沟碲矿床独特的盐度特征，为国内外 W、Sn、Au、Ag、Sb、Bi 等热液矿床所罕见。

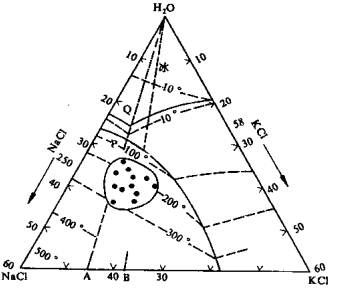



图 7-10 大水沟碲矿床 NaCl-KCl-$H_2O$ 三角图

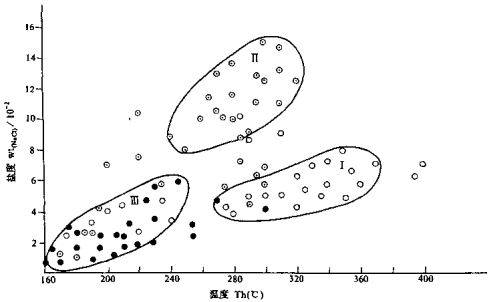



图 7-11　大水沟碲矿床形成温度与盐度关系图

Ⅰ—矿化Ⅰ阶段（硫铁矿）；Ⅱ—矿化Ⅱ阶段（辉碲铋矿）；Ⅲ—矿化Ⅲ阶段（铜金矿）

3. 成矿Ⅱ阶段的碲矿脉中，多发育 $NaCl-H_2O$ 高盐度型和 $NaCl-KCl-H_2O$ 及 $CO_2-NaCl-H_2O$ 型共生的包裹体群，反应了Ⅱ阶段成矿流体，运移过程中携带的 $Na^+$、$K^+$ 等以及碲矿形成的有用物质是充分的，虽然温度中等，其成矿流体的化学组成及性质对碲矿脉的大量富集有利，于是大水沟独立碲矿床应运而生。

**2. 密度与压力**

（1）密度

由成矿过程中 *P-D-T-X* 诸变量的相互关系，可知碲矿床成矿密度（D）受其形成温度和盐度等制约。碲矿成矿各阶段的成矿流体密度的求法，要依据各阶段成矿流体所属体系（$NaCl-H_2O$ 或 $CO_2-NaCl-H_2O$ 等）的不同，分别利用相关的公式、图表，经过测算得出。

大水沟碲矿床以 $NaCl-H_2O$ 型为主的流体贯穿于成矿作用的始终，运用 Hass 和 Potter（1976）等人的 $NaCl-H_2O$ 体系不同温度-盐度-密度相关图表，以及 Walther（1984）等有关的 *P-D-X-T* 相图，可以求得该矿床成矿流体的密度：0.91～0.86～0.77～0.71g/cm³。其中 $CO_2-NaCl-H_2O$ 型成矿流体的密度，经测算为：0.93～0.87～0.79g/cm³，基本与 $NaCl-H_2O$ 型的成矿密度相当。以上这两类型成矿流体的密度变化，共同表现出随成矿温度降低而密度有所升高的趋势。而含 $NaCl-H_2O$ 和 $NaCl-KCl-H_2O$ 高盐度流体，具有高盐度高密度的特征，其密度可高达 1.06g/cm³，一般在 1.02～0.95g/cm³ 范围。这组成矿流体在成矿Ⅰ阶段，特别是成矿Ⅱ阶段（辉碲铋矿成矿期）赋存，这组高密度成矿流体的存在是大水沟碲矿床所独具的特征，可以成为形成独立的富碲矿床的标志。

值得注意的是，在该碲矿床的主要 Te、Bi 成矿阶段（Ⅱ），有一组由低密度 $NaCl\text{-}H_2O$ 溶液组成的流体包裹体，其密度较低，在 0.76～0.58g/cm³范围内，这组低密度包裹体与上述 $NaCl\text{-}H_2O$ 和 $NaCl\text{-}KCl\text{-}H_2O$ 高盐度高密度（1.02～0.95g/cm³）包裹体共存。这是由于含矿热流体自地下深部向上运移、沿着断裂、裂隙充填渗滤流动，断裂、裂隙将地质体由封闭体系变为开放体系，压力骤然降低，引起成矿流体的沸腾。高盐度、高密度的成矿流体与高温低密度的成矿流体的并存，是成矿流体沸腾的标志。而大水沟碲矿床的形成，正是由于含矿热流体的减压沸腾，造成 Te、Bi 等由热流体中淀出，沿着断裂、裂隙或已被早阶段硫铁矿等充填的矿脉的薄弱地段，渗流结晶而形成碲矿石。

总结大水沟碲矿床各成矿阶段含矿流体的密度为：

硫铁矿阶段（Ⅰ）：0.91～0.76～0.71g/cm³

碲矿成矿阶段（Ⅱ）：有三组0.91～0.87～0.79g/cm³；1.02～0.95g/cm³；0.76～0.58g/cm³

铜金成矿阶段（Ⅲ）：0.92～0.86～0.81g/cm³

值得重视的是，Ⅱ阶段具有高密度和低密度等不同成矿流体共存，表现了沸腾包裹体的特点，由于成矿溶液的不混溶，可以促进含 Te 络合物的相分离和 Te 等有用物质的析出、沉淀而形成辉碲铋矿、硫碲铋矿、碲金矿等的堆积，表现了大水沟形成独立的碲矿床的有利的成矿机制。

（2）压力

成矿时的压力测算，需要知道成矿流体的物质组分，形成温度等资料。Potter（1978）等的实验证明：天然包裹体的流体与简单的 $NaCl\text{-}H_2O$ 溶液所测定的一些热力学性质颇为相近。所以可将包裹体中成矿溶液视为成矿流体研究之。矿物包裹体流体的静压力与捕获包裹体瞬间分布在其周围的成矿母液的密度（$D$）有关；同时与包裹体捕获时所处的深度、成矿母液的温度（$T$）有关。

大水沟碲矿床成矿过程不是以 $CO_2\text{-}H_2O$ 体系为主导，而是以 $NaCl\text{-}H_2O$ 体系起作用，因此，应以 $NaCl\text{-}H_2O$ 型包裹体所测试的温度、盐度和密度数据，查相关的相图，测算出成矿压力范围。本次测算大水沟碲矿床成矿时的压力为：79～56～33MPa 范围，其各成矿阶段的成矿压力为：

Ⅰ阶段：79～60～36MPa

Ⅱ阶段：75～55～36MPa

Ⅲ阶段：56～33MPa

大水沟碲矿床具有脉型碲矿特征，成矿区域地质环境表明，该区片岩等地层经过一次韧性滑脱变形作用（骆耀南等，1994）；断裂构造，在三叠纪之前以 SN 向断裂发育为特征，其后区内板岩夹大理岩组还有 NNE 和 NNW 两组断裂（毛景文等，1995）。次级断裂和裂隙仍多以 NNE 和 NNW 向最为发育。自地下而来的成矿热流体，沿着上述三个方向的构造断裂，尤其是张开的裂隙上升、运移，伴随着向围岩热传递与围岩进行物质交换。其成矿压力从 79MPa 逐渐下降至 60～33MPa 的减压过程中形成辉碲铋矿、硫碲铋矿、碲金矿等的沉淀富集。由已获得的压力数据所示：沸腾前的低盐度流体，具有较高的静岩压力

(79MPa)，当封闭裂隙张开，使原有裂隙空间体积增大，由于压力骤降，引起成矿流体在断裂、裂隙中发生沸腾。在沸腾状态下所捕获的流体包裹体形成的压力，等于这种成矿流体在此温度时的饱和蒸气压。大水沟碲矿床形成的主要成矿阶段（Ⅱ阶段），有沸腾包裹体群的存在（图版Ⅱ-9；Ⅳ-6；Ⅴ-10、11等）是成矿流体沸腾的表现。由沸腾包裹体所求得沸腾时的饱和蒸气压力为5～15MPa。

3. $f_{O_2}$、$f_{CO_2}$及还原参数

充分运用包裹体中气体成分分析的大量数据，结合实测的温度等参数，利用一些气体方程和图表，可开发$f_{O_2}$、$f_{CO_2}$、还原参数等更多物化参数，作为成岩成矿的物理化学条件方面的佐证。

由大水沟碲矿床包裹体气相成分分析结果告诉我们（见表7-10）：该碲矿床的成矿流体的气相主要是碳、氢和氧，其中碳主要以$CO_2$、CO、$CH_4$和少量$C_2H_6$形式存在；氧则以$H_2O$、$CO_2$和CO形式存在，还有独立的$H_2$和$N_2$等组分。在成矿流体中基本存在三种化学反应：

$$2H_2+O_2=2H_2O$$

$$2CO+O_2=2CO_2$$

$$CH_4+2O_2=CO_2+2H_2O$$

在辉碲铋矿、硫碲铋矿等成矿过程中，如果上述化学反应达到了化学平衡，那么就可以根据所分析的包裹体气体成分数据，利用前人的公式，计算$CO_2$、CO和$H_2O$等的Lg值，再查有关的图表，求得碲矿床形成时的$f_{O_2}$、$f_{CO_2}$等物理化学参数。

（1）氧逸度（$f_{O_2}$）

大水沟碲矿床成矿流体的氧逸度（$f_{O_2}$）由群体包裹体的气相成分分析结果，结合已测试的成矿温度、压力等资料进行测算，在不同压力条件下的$Lgf_{O_2}$-$T$图上求得本矿床的$Lgf_{O_2}$，进一步算出相应的氧逸度值。

碲矿床的各成矿阶段，有相应的氧逸度范围，也作了不含碲矿的方解石脉及围岩蚀变的方解石、白云石的氧逸度值计算：

Ⅰ阶段：$f_{O_2}=10^{-13.77}\sim10^{-12.62}\sim10^{-10.94}$（平均$10^{-12.38}$）

Ⅱ阶段：$f_{O_2}=10^{-12.09}\sim10^{-11.68}\sim10^{-11.19}$（平均$10^{-11.65}$）

Ⅲ阶段：$f_{O_2}=10^{-17.13}\sim10^{-11.64}$（平均$10^{-14.38}$）

产于大理岩与火山岩交代岩中的无碲矿方解石脉：$f_{O_2}=10^{-10.82}$。

围岩蚀变作用形成的碲矿脉旁侧的方解石、白云母岩和石英绢云母方解石岩带，其氧逸度：

$$f_{O_2}=10^{-27.25}\sim10^{-20.49}\sim10^{-19.55}\sim10^{-17.71}\text{（平均}10^{-21.25}\text{）}$$

以其各成矿阶段的平均氧逸度值相比较，成矿早阶段至中阶段氧逸度略有升高；而至成矿晚阶段氧逸度有下降趋势，发展到蚀变围岩，氧逸度明显下降（$f_{O_2}=10^{-21.25}$）。

（2）二氧化碳逸度（$f_{CO_2}$）

二氧化碳逸度（$f_{CO_2}$）的求法，基本同$f_{CO_2}$的求法。依据气体成分中C、H、O三者的

化学平衡反应式，按公式要求的进行 $CO_2$、$H_2O$、$CH_4$和 $H_2$的 Lg 值计算，在 $Lgf_{CO_2}$-$T$ 的曲线图解中，求得二氧化碳逸度值。

大水沟碲矿床各成矿阶段及其围岩蚀变岩带的二氧化碳（$f_{CO_2}$）逸度值为：

成矿Ⅰ阶段：$f_{CO_2}=10^{2.16}\sim10^{1.68}\sim10^{1.53}$（平均 $10^{1.86}$）

成矿Ⅱ阶段：$f_{CO_2}=10^{1.48}\sim10^{2.00}\sim10^{2.16}$（平均 $10^{1.88}$）

成矿Ⅲ阶段：$f_{CO_2}=10^{2.20}\sim10^{0.90}$（平均 $10^{1.55}$）

无矿方解石脉：$f_{CO_2}=10^{1.66}$

碲矿脉旁蚀变岩带：$f_{CO_2}=10^{2.15}\sim10^{1.48}\sim10^{0.82}$（平均 $10^{1.52}$）

以碲矿各成矿阶段及其脉旁蚀变岩带各自的 $f_{CO_2}$平均值相比，其成矿早、中阶段的二氧化碳逸度略有上升，基本保持稳定，看来如此条件，有利于大水沟辉碲铋矿、硫碲铋矿等的活化与富集。而发展至成矿晚期，$f_{CO_2}$明显下降（至 $10^{1.55}$），此时，很接近碲矿脉旁蚀变作用的二氧化碳逸度条件（$10^{1.52}$），二者十分相近。

（3）还原参数（Hy）

近些年来国内外学者对包裹体的成分，特别是气体成分和温压参数作了深入研究与开发，前苏联学者曾计算了成岩成矿时的氧化还原电位。我国李秉伦（1983）等提出用包裹体中还原性气体的摩尔总数与二氧化碳摩尔数之比，表示成岩成矿介质的氧化还原性质，并定义为还原参数（Hy）。

还原参数以 $(CH_4+H_2+CO)/CO_2$表示，大水沟碲矿床通过群体包裹体的气相成分分析计算出的还原参数值，见前表 7-10 和 7-11。还原参数值，总体上在 0.0074～0.06～0.19～0.40 范围，各成矿期和碲矿脉旁的蚀变岩带的还原参数（Hy）：

成矿Ⅰ阶段：Hy＝0.0074～0.059～0.008（平均 0.024）

成矿Ⅱ阶段：Hy＝0.071～0.019～0.0076（平均 0.0244）

成矿Ⅲ阶段：Hy＝0.161～0.058（平均 0.1095）

碲矿脉旁蚀变岩带：Hy＝0.042～0.17～0.15～0.026（平均 0.0578）

所获还原参数值均小于 1，与各成矿期的平均还原参数值相比，成矿早、中阶段，还原环境趋于稳定，而成矿晚阶段，更趋于还原环境。其中 SD-49 方解石样品取自四坑口弱蚀变的大理岩，计算的还原参数值为 1.92。

4. pH 值、Eh 值

（1）pH 值

即成矿溶液的酸碱度。若能把大水沟形成碲矿的成矿流体当作化学溶液，直接测定流体中所含 $H_2$和 $HCO_3^-$含量，计算其 pH 值是最理想的办法，但目前用的群体打开包裹体的方法，测定其成分是得不到精确的 $HCO_3$等定量数据的，本次因时间和经费问题，没能进行单个包裹体的激光拉曼探针的全分析。所以暂依据实测的包裹体的形成温度、压力及气液相成分分析资料，用计算 pH 方程来计算该碲矿床成矿流体的酸碱度（pH 值）。

经测算，大水沟碲矿床成矿流体的酸碱度为中偏酸性，其 pH＝6.53～6.42～6.07。

其各成矿阶段的 pH 值为：

成矿早阶段（Ⅰ）：pH＝6.53～6.42

成矿中阶段（Ⅱ）：pH＝6.42～6.07

成矿晚阶段（Ⅲ）：pH＝6.44～6.10

成矿溶液早阶段至中阶段 pH 值略有下降，说明辉碲铋矿、硫碲铋矿等主要成矿阶段需要稍偏酸性的条件，Ⅱ阶段至Ⅲ阶段酸性程度几乎相当。

(2) Eh 值

Eh 值，为成矿溶液的氧化-还原电位。可采用测算 Eh 的公式计算，即可由溶液进行反应时的化学平衡式的电子转移情况求出。也可依据流体包裹体成分分析中的 $CO_2$、$CH_4$等数据计算获得。

大水沟碲矿床成矿流体 Eh 值，经测算其范围，在－1.31～－0.81 区间内，而碲矿脉旁的蚀变岩带在－1.54～－0.61，它较之成矿作用的氧化还原电位的范围更宽广。各成矿阶段的氧化－还原电位，Eh 值为：

成矿早阶段（Ⅰ）：－1.31～－1.13～－0.81（平均－1.02）

成矿中阶段（Ⅱ）：－1.23～－1.13～－0.77（平均－1.04）

成矿晚阶段（Ⅲ）：－1.28～－1.06（平均－1.17）

辉碲铋矿、硫碲铋矿等主成矿阶段与成矿早阶段的 Eh 值范围趋于一致；而晚阶段以铜、金矿为主的成矿作用需要比碲矿形成时的 Eh 稍有降低的条件。

## 八、大水沟碲矿床成矿流体地球化学

包裹体的形成机制表明：矿物包裹体所封存的那部分成矿流体，基本可以代表原始成矿溶液的化学成分和性质。在成矿作用过程中，每一个包裹体都可被视为一个独立的地球化学体系而进行研究。综合本次测试获得的群体包裹体气相成分、液相成分、成矿流体的盐度及各种类型包裹体特征等资料，试图深入探讨大水沟碲矿床成矿流体的化学组分、性质及其演化规律。

**1. 成矿流体的化学组分**

由包裹体的气相和液相分析获得碲矿床的成矿流体共含有 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Cl^-$、$F^-$、$SO_4^{2-}$和 $H_2O$、$CO_2$、$CH_4$、CO、$N_2$、$H_2$、$C_2H_4$ 等 14 项成分（详见表 7-9，10，11）。

阳离子中，$Na^+$的含量为 55.65～2.44μg/g，$K^+$的总含量不像 $Na^+$的这样高低相差悬殊，在 9.78～1.26μg/g 范围，$Ca^{2+}$除两件样品末分析外，含量高低差别最悬殊：97.83～0μg/g，而 $Mg^{2+}$在 13.07～0.15μg/g。

阴离子大多以含 $Cl^-$高为特征，其含量为 92.71～1.51μg/g；$F^-$含量最小，为 1.19～0.20μg/g；$SO_4^{2-}$在 147～3.27μg/g。一般硫化矿床的群体包裹体的成分分析，$SO_4^{2-}$容易受硫盐矿物所污染，使分析结果不准确，而本次在大水沟碲矿床中 $SO_4^{2-}$的结果还属准确可用之范围。

当然，最好进行些碲矿床的单个包裹体的激光拉曼全分析，以对群体包裹体的气、液相成分分析数据加以验证，并相辅使用分析结果。1995 年因时间和经费不足而未能实现。

1996 年 4 月份英国 Renishaw 公司来京交流革新的拉曼光谱技术，并可使用该公司的拉曼光谱仪进行包裹体成分全分析，我们准备了 10 件代表大水沟碲矿床不同成矿阶段的样品，用拉曼光谱仪分析过程中，三件样品都因碲矿物和黄铁矿等的强荧光效应而干扰了对石英、白云石中包裹体的成分的定性定量测定。因此，又未能弥补群体包裹体成分分析的不理想之处。

其包裹体气相成分分析结果表明，以 $H_2O$ 和 $CO_2$ 为主，CO、$N_2$、$H_2$ 的含量高低因样品而异；$C_2H_6$ 含量极微，刚刚达到气相色谱仪的最低检测限。各项成分含量以其经计算过的 mol%表现清楚，$H_2O$ 普遍含量高，在 90.88～30.28mol%；$CO_2$ 含量有高有低，在 78.88～11.35mol%（表 7-11 中：KD3-3 及 KD4-17 由于 $H_2O$ 分析为微量，导致 $CO_2$mol%含量偏高）。$CH_4$ 含量占第三位，在 4.93～0.20mol%；CO 和 $N_2$ 在每件样品中，含量各有高低之差，CO 含量在 1.73～0.001mol%；$N_2$ 在 1.63～0.09mol%；$H_2$ 有 9 件样品未达仪器的最低检测限，其余 8 件含 $H_2$ 有高有低，24.97～0.032mol%；$C_2H_6$ 的含量最低，在 8 件样品中为 0.01～0.001mol%。

2. **成矿流体的地球化学性质**

碲矿床包裹体流体的气、液相成分和其中所含各种化学元素之比值，在一定程度上反应了成矿流体的地球化学特征，并且也可为碲矿的物质来源等提供直接或间接信息。

(1) $Na^+/K^+$ 比值

由表 7-9 揭示：大水沟碲矿床 $Na^+/K^+$ 比值最高，9.61（KD4-16）～8.96（GF-7）～6.99（KD2-6）；一般的 $Na^+$ 高于 $K^+$ 3.50～2.42 倍，它们都属于本矿区中的成矿早、中、晚阶段成矿流体；围岩蚀变岩带热流体中 $Na^+/K^+$ 较碲脉的低；弱蚀变作用的样品中 $Na^+/K^+$ 的比值小于 1（SD-49 样号）。成矿流体中 $Na^+/K^+$ 的比值，据 Roedder（1972）的资料，岩浆热液来源的 $Na^+/K^+$ 比值一般较小，与沉积或地下热卤水有关的 $Na^+/K^+$ 比值高，如美国密西西比型铅锌矿 $Na^+/K^+$ 值高达 17；我国江西斑岩铜矿（富家坞矿床）$Na^+/K^+$ 值一般小于 1；湖南水口山铅锌矿 $Na^+/K^+$ 值较高，为 0.19～1，2，这些矿床明显地与岩浆热液有关。

(2) $Na^+/Ca^{2+}$ 比值

大水沟碲矿床成矿流体的 $Na^+/Ca^{2+}$ 之比值相差悬殊，以代表成矿Ⅱ阶段的 KD4-17 最高达 49.25 倍，其次是成矿Ⅰ阶段的 $Na^+/Ca^{2+}\approx19.73$，属于碲矿脉旁热液蚀变岩带的 $Na^+/Ca^{2+}\approx12.72\sim10.07$ 也相当高；而属于辉碲铋矿等主成矿阶段（Ⅰ阶段），其 $Na^+/Ca^{2+}$ 值并不高，仅在 0.23～0.11 范围，主成矿阶段分析的是方解石、白云石矿物包裹体的流体（KD4-11，KD4-17），Na 还高于 $Ca^{2+}$，由此可见，$Na^+$ 的岩浆热液来源，及其在碲的成矿过程中所起到的重要作用。

(3) $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ 比值

$Ca^{2+}$ 和 $Mg^{2+}$ 都是成矿流体中重要的碱土金属离子，$Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 的含量也是反应其热液性质的重要因素。大水沟碲矿床 $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ 在 40.10～13.88～3.42～0.03，其碲矿脉旁热液蚀变围岩的 $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ 在 3.64～0.73 之间。$Ca^{2+}$ 与 $Mg^{2+}$ 之比在各种类型矿床中变化也较大，密西西比型矿床的 $Ca^{2+}/Mg^{2+}$ 相对比较稳定，其 $Ca^{2+}/Mg^{2+}=4\sim8$。$Ca^{2+}/Mg^{2+}$ 比值在大水沟矿床热液蚀变，特别是白云石化热液蚀变中是重要的，在 NaCl-$H_2O$ 体系中，

$Mg^{2+}$可以交换$Ca^{2+}$多形成白云石，而形成白云石的残余成矿流体中的$Ca^{2+}/Mg^{2+}$比值相对增高，继而又有方解石（$CaCO_3$）等含Ca的矿物形成，所以辉碲铋矿等主要碲的成矿阶段（Ⅰ），同时有相当数量的白云石和方解石进入辉碲铋矿、楚碲铋矿等的共生组合之中。

（4）$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$比值

在上几项比值的基础上，再来看看碲矿床的$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$比值，大多数在成矿早、中、晚阶段内$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$在0.64～0.21范围，成矿晚阶段的二者比值增高到38.12，而KD2-6一个样品由于没有分析出$Ca^{2+}$，其$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$相对增高，这个样品特殊，应作进一步复查分析。碲矿脉旁热液蚀变的$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$比值在7.79～1.84范围。许多国内外学者把$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$与$Na^+/K^+$结合起来，作为判别成矿热液来源的重要标志。如我国华南一些花岗岩类和伟晶岩型钨锡矿床，其与钨锡矿物共生的石英包裹体流体中的$Na^+/K^+=0.16\sim1.5$；$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})=0.28\sim3.15$（范启源等，1983）。

（5）$Cl^-$、$F^-$及$Cl^-/F^-$比值

$Cl^-$和$F^-$普遍存在于成矿溶液之中，而且属于化学性质活泼的离子。尤其是Cl，它是成矿溶液中主要的阴离子，可以成为含矿热液搬运，迁移的最活泼的化学元素，且与$Na^+$形成NaCl，构成NaCl·$H_2O$主要成矿溶液体系，以及部分混溶的$CO_2$-NaCl-$H_2O$体系。许多学者的研究报告和实验（Roedder，1972；Barnes，1974等）指出：$Cl^-$在溶液中与重金属离子可以形成氯基络合物，运载$Au^{3+}$、$Cu^{2+}$、$Te^{4+}$、$Bi^+$等成矿元素，在流体运动过程中，它可以搬运金属元素，并起到活化牵移作用；$Cl^-$通过成矿热液向围岩扩散、渗滤，交代并萃取围岩中的金属元素和有用物质。

从现有的大水沟碲矿床成矿溶液所含化学成分资料看，$Cl^-$含量极高，它不仅占溶液中阴离子的首位（高于$F^-$和$SO_4^{2-}$），而且总体上，$Cl^-$在该碲矿成矿流体中，占据仅次于$Na^+$的位置，某些样品中，$Cl^-$的含量与$Na^+$的相当，甚至超过了$Na^+$的含量。如表7-9中；碲矿床成矿的早、中、晚阶段$Cl^-$的含量在150.03～54.66～18.64μg/g范围内，碲矿的脉旁蚀变带$Cl^-$含量有所降低，在8.01～4.68～1.51μg/g区间。

$F^-$在成矿溶液中具有活泼的化学性质，可以和$Cl^-$共同起到运载Te、Bi等成矿元素的作用。本碲矿床成矿溶液中$F^-$的含量低，在0.41～0.22～0.03μg/g范围。而碲矿脉旁蚀变带中$F^-$的含量较之碲成矿期高，在1.4～0.91μg/g之间，实验证明，$F^-$在热液中有助于锡的搬运成矿，Roedder（1972）指出，F对伟晶岩型黄玉、绿柱石等成矿有利。

$Cl^-/F^-$值在碲矿形成的阶段间很高，说明$Cl^-$在成矿作用中起决定性作用。表7-9中所示：$Cl^-$比$F^-$高达数百至数十倍，成矿Ⅰ阶段和Ⅱ阶段二者比值为546.60～233.00～52.56，碲矿的主要成矿阶段（Ⅰ）为134.82～55.28；碲矿脉旁蚀变带$Cl^-/F^-$值下降至6.73～4.26～1.07。我国西藏玉龙斑岩铜矿流体的$Cl^-/F^-$值为296.00～65.60（程莱仙，1983）；广西九毛锡矿$F^-/Cl^-=1.38$（喻铁阶，1985），贵州八蒙锑矿床流体的$Cl^-/F^-$值为55.87～20.20～3.91（魏家秀，1990）。

（6）$SO_4^{2-}$与$(Cl^-+F^-)/SO_4^{2-}$比值

碲矿区中$SO_4^{2-}$属于重要的阴离子团，它普遍存在，但就现有的成矿流体化学含量资料，

$SO_4^{2-}$ 含量远低于各样品中 $Cl^-$ 的含量，表 7-9 中 $SO_4^{2-}$ 仅以两位数至一位数存在于成矿溶液之中。$SO_4^{2-}$ 含量与其它化学成分不同，即它在碲的成矿过程中含量至少低于 $Cl^-$ 一个数量级，但属碲矿脉周围热液蚀变范围内的数个样品，其 $SO_4^{2-}$ 含量又高于同一矿脉碲成矿阶段 $SO_4^{2-}$ 的二至一个数量级，即碲成矿阶段 $SO_4^{2-}$ 含量 12.76～4.68～3.27ug/g；蚀变带含 $SO_4^{2-}$ 高达 49.5～32.6ug/g。看来碲矿成矿过程中，$Cl^-$ 所起的作用远远大于 $SO_4^{2-}$，所以碲成矿过程中 $(Cl^-+F^-)/SO_4^{2-}$ 比 $SO_4^{2-}$ 高（30.25～8.01～2.20 倍），热液蚀变作用时期 $(Cl^-+F^-)/SO_4^{2-}$ 低（仅为 0.21～0.09～0.06 倍）。由此可见，$Cl^-$（还有 $F^-$）在碲成矿过程中所起的重要作用。

(7) $H_2O$、$CO_2$ 与 $H_2O/CO_2$ 比值

在碲的成矿作用中，成矿流体一般都含 $H_2O$、$CO_2$，而且 $H_2O$ 高于 $CO_2$ 含量，所以大部分表现为 $H_2O/CO_2$ 值在 11.74～7.74～3.37 范围，也有碲矿主成矿阶段表现的 $CO_2$ 高于 $H_2O$ 含量，其 $H_2O/CO_2$ 值为 0.24～0.46。以上情况，进一步表明：碲成矿过程中同时起作用的成矿流体为 NaCl-$H_2O$ 体系和 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 体系，整个碲的成矿过程，起着主导作用的还有 NaCl-KCl-$H_2O$ 体系。

热液蚀变过程，也存在两个成矿流体体系，同碲成矿过程一样，$H_2O$-NaCl 起决定性作用，$H_2O/CO_2$ 值在 3.79～2.29～2.07；少数地区 $CO_2$-NaCl-$H_2O$ 体系起主导作用，如 SD-17 等样品 $H_2O/CO_2$ 值仅为 0.84。

加拿大学者对热液型金矿床的研究证明：含 $CO_2$-$H_2O$ 的流体是金矿床的成矿特征之一，$CO_2/H_2O$ 值可以对含金带起指示作用。如加拿大东部阿比提比一带，许多含金矿床，由未蚀变围岩至矿化带，流体中 $CO_2$ 和 $H_2O$ 比值由 0.13 增至 0.63。具有较高的 $CO_2/H_2O$ 值与富金矿带关系密切，如安大略省的 Meiutyre Holliuger 矿床 $CO_2/H_2O=0.9\sim14.6$；魁北克省的 Sigma 矿床含金量由 $<0.03\times10^{-6}$ 增至 $0.5\times10^{-6}$ 时，$CO_2/H_2O$ 值相应的由 0.42 增至 23.95（Guha，1989）。中国山东的玲瑰金矿田由无矿围岩-蚀变带-金矿带，其 $CO/H_2O$ 值由 0.12 增到 0.81（Huan-Zhang. Lu，1989）。

(8) $CH_4$ 与 $C_2H_6$

两者都属于还原性组分，$CH_4$ 在一般的岩浆热液矿床流体中都多少含有些，而在大水沟碲矿床每个样品的群体包裹体成分中，几乎都含有少量的 $C_2H_6$（有 9 个样品由于仪器灵敏度不够而未分析出来）。包裹体中有机化合物的存在，应注意矿床附近是否有石油天然气的存在。有机气体在流体中的存在对含金属成分的硫盐分解有利。Roedder（1972）指出：有机物在热液中能把硫盐分解为硫化物而沉淀成矿，同时由于热液中硫盐的减少，避免热液在运移过程中把金属物质带走。大水沟碲矿床流体中含 $CH_4$ 和 $C_2H_6$，会大大有利于辉碲铋矿、楚碲铋矿等从成矿母液中分离、析出，而富集成矿。

(9) $(CH_4+CO_2+H_2)/CO_2$ 比值

这是衡量成岩成矿环境的氧化还原程度的参数，前已述及，李秉伦（1983）命名为还原参数（Hy）。

(10) $H_2$、$N_2$ 与 $H_2/N_2$ 比值

$H_2$ 和 $N_2$ 在该碲矿床中普遍存在，但一部分样品由于 $H_2$ 的含量低，未达到气相色谱仪之

最低检测限，而未分析出来。$N_2$应表示相对氧化环境，大水沟碲矿床样品中都含有$N_2$，只是含量较低，尤其碲成矿阶段在0.65～0.22～0.034，最少的仅0.017（$\times10^{-5}$mol/g）。

$H_2$的含量高低相差悬殊，高者2.67～1.55～1.06；一般在0.075～0.06；最低者只有0.009（$\times10^{-5}$mol/g）。$H_2$的存在可以指示物质来源，前苏联学者（КаржакаВин等）的实验证明，包裹体中$H_2$单质的存在是物质来源于地下深部的标志特征。因此，成矿流体中普遍有$H_2$，且有些$H_2$含量较高，是成矿物质源于地壳深部或岩浆之重要标志。

$H_2/N_2$值，本碲矿反应出高低差别较大，高者46.20～10.85；一般在2.27～1.62～0.74，最低者0.31。

**3. 成矿流体的演化**

有关碲矿床各种成矿有益组分，主要渊源于一定的地质体和一定地质环境下的成矿流体，特别是成矿流体对碲的成矿起着不可忽视的作用。矿物包裹体，作为一种等容物理化学体系，成为研究矿床地质，成矿作用的重要窗口，揭示了大水沟碲矿床发生、发展、富集成矿的全过程。

迄今，所获得的大量的与碲铋成矿地球化学密切相关的，成矿溶液中所包含的$Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$、$H_2O$、$CO_2$和$H_2$等组分；在碲铋成矿过程NaCl-KCl-$H_2O$、NaCl-$H_2O$与$CO_2$-NaCl-$H_2O$流体体系的并存及其演化，成矿热液对Te、Bi等有用矿质的携带，搬运、迁移，以及Te、Bi的析出沉淀、富集成矿都是非常有利的。

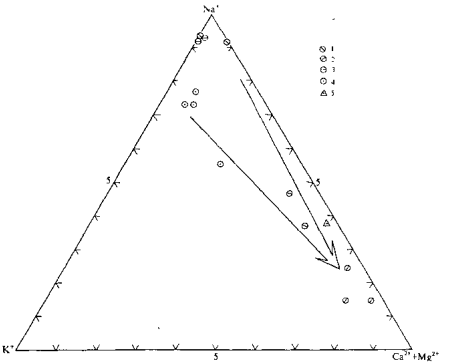



图7-12　大水沟碲矿床成矿流体阳离子组分三角图

1—矿化Ⅰ阶段（磁铁矿）；2—矿化Ⅱ阶段（辉碲铋矿）；3—矿化Ⅲ阶段（铜金矿）；4—矿化蚀变；5—弱蚀变（无矿）

首先，运用群体包裹体成分分析结果，对其液相中的$K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2-}$化学组分，经过运算，绘制$Na^+$-$K^+$-$Ca^{2-}$+$Mg^{2+}$三角图（图 7-12）。$Na^+$ $K^+$和$Ca^{2+}$+$Mg^{2+}$为阳离子图上的三个端元，共分析的 13 件样品，分别按不同的成矿阶段和矿化、蚀变及无矿弱蚀变等产状，投于三角图上，以展示该碲矿床成矿过程$Na^+$、$K^+$、$Ca^{2-}$+$Mg^{2+}$各自的贡献。

由图 7-12 可知：碲矿床的形成与$Na^+$和$Ca^{2-}$+$Mg^{2+}$关系密切，代表成矿早阶段（Ⅰ）的和碲矿主成矿阶段（Ⅱ）的诸点，有由含$Na^-$高向含$Ca^{2-}$+$Mg^{2+}$高发展的趋势，这与显微镜下所见，碲矿的主要成矿阶段的包裹体内有发育的 NaCl 子矿物，以及在与辉碲铋矿共生的方解石、白云石中也有发育的 NaCl 子矿物存在的事实相吻合。由该三角图所示：碲矿形成的主成矿阶段其成矿流体为富$Na^+$贫$K^+$质的流体，所以三角图上代表成矿早、中、晚阶段的各样品点都远离$K^+$端元，而靠近$Na^-$-$Ca^{2+}$+$Mg^{2+}$，这表明随着碲、铋成矿富集，成矿热液有由贫$K^-$富$Na^+$向富$Ca^{2+}$+$Mg^{2+}$方向演化的趋势。这也和与辉碲铋矿共生的石英、方解石中含有大量 NaCl 子矿物和 NaCl+KCl 子矿物的包裹体，而不具有单独含 KCl 子矿物包裹体存在的事实相吻合。与碲矿化关系密切的热液蚀变各点，也在高含$Na^+$的值域中分布，而无矿弱蚀变的样品，则由含$Na^+$向$Ca^{2+}$+$Mg^{2+}$方向发展。值得指出的是：三角图中代表与铜金成矿密切的各样点，都分布于含$Na^+$高的（>70%）区域内，这一事实说明：可能是随地下热流体的不断供给，$Na^+$又有所增加，表明碲的成矿物质来源由成矿热液分期，分阶段脉动式供给的特点，同时，又看出成矿物质具有间断性和分期、分阶段供给的特征。

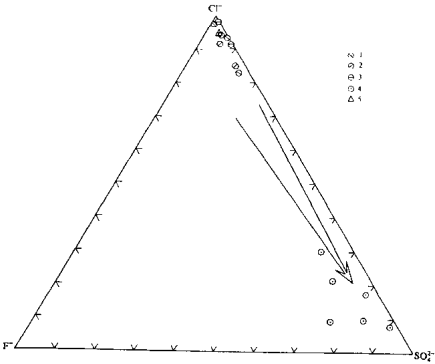



图 7-13　大水沟碲矿床成矿流体阴离子组分三角图

1—矿化Ⅰ阶段（硫铁矿）；2—矿化Ⅱ阶段（辉碲铋矿）；3—矿化Ⅲ阶段（铜金矿）；4—矿化蚀变；5—弱蚀变（无矿）

成矿流体中的阴离子以 $Cl^-$ 为主，其次是 $SO_4^{2-}$，而 $F^-$ 在各样品中虽然普遍存在，但含量极低。现以 $Cl^-$、$F^-$ 和 $SO_4^{2-}$ 为三端元，制作大水沟碲矿床成矿流体阴离子组分三角图（图 7-13）。

由图 7-13 反应出在大水沟矿区内无论是辉碲铋矿主成矿阶段（Ⅱ），还是磁黄铁矿-黄铁矿成矿阶段（Ⅰ）或是铜、金的成矿阶段（Ⅲ阶段）都远离 $F^-$，而集中在 $Cl^-$ 的端元附近，无一例外，由此可见碲、金铜的成矿与 Cl 关系之密切。而碲矿脉旁热液蚀变的样品大都聚集在 $SO_4^{2-}$ 端元的附近，也无一例外。这可能是含矿热流体，自地壳深部沿断裂、裂隙向上运移的同时，从围岩中萃取有用物质，围岩也由热液中输入了自己所需的一些组分，二者进行水-岩交换作用所致。代表无矿弱蚀变的样品，由于含 Cl 高于 $SO_4^{2-}$ 和 $F^-$，而又回到 $Cl^-$ 端元的附近，可能由于热液与围岩二者进行的反复渗滤交代作用的不彻底性所致。

正如上面的阴离子组分三角图所揭示的，碲、铋、金、铜的形成与成矿溶液由富含 $Cl^-$ 向富 $SO_4^{2-}$ 演化，二者呈正相关关系。

这也与前述及到的包裹体分类及其特征所总结的：在碲、铋、金、铜成矿全过程中，尤其是与碲铋成矿密切的成矿流体，它们都是富含 Cl 和 $Na^+$ 及 $H_2O$ 的，所以被捕获进入流体包裹体的流体相中多见石盐（NaCl）子矿物而未见有含 $SO_4^{2-}$ 的硫盐子矿物以及含 $F^-$ 的子矿物的事实相吻合。

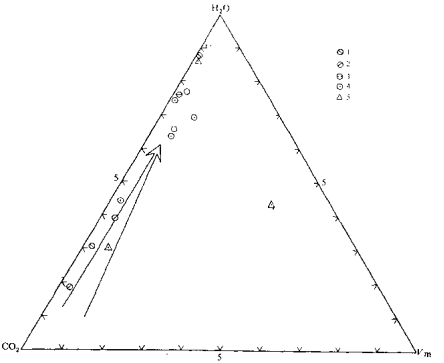



图 7-14　大水沟碲矿床成矿流体 $H_2O$-$CO_2$-Vm 三角图

Vm 代表：$CO+CH_4+N_2+H_2+C_2H_6$

1—矿化Ⅰ阶段（硫铁矿）；2—矿化Ⅱ阶段（辉碲铋矿）；3—矿化Ⅲ阶段（铜金矿）；

4—矿化蚀变；5—铜蚀变（无矿）

成矿流体的气相组分，虽然有 $H_2O$、$CO_2$、CO、$CH_4$、$N_2$、$H_2$ 和 $C_2H_6$ 七项之多，但在其碲、铋、金、铜各成矿作用中 $H_2O$ 和 $CO_2$ 起决定性作用，其余的 $CH_4$、CO 和 $N_2$ 等，其含量多少因样品而异。现以 $H_2O$、$CO_2$ 和除 $H_2O$、$CO_2$ 以外的所有组分（$CO+CH_4+N_2+H_2+C_2H_6$）以 $Vm$ 代之，$H_2O$、$CO_2$ 和 $Vm$ 三个端元，绘制大水沟碲矿床成矿流体 $H_2O$-$CO_2$-$Vm$ 三角图（图 7-14）。

大水沟碲矿区成矿早阶段（Ⅰ）和碲的主成矿阶段（Ⅱ）以至铜、金成矿阶段（Ⅲ）的诸多样品点，都远离 Vm（$CO+CH_4+N_2+H_2+C_2H_6$）端元，靠近 $CO_2$-$H_2O$ 一侧。整个碲铋成矿过程 $CO_2$-$H_2O$ 起重要作用，而成矿早阶段至中阶段 $CO_2$ 相对作用大些，到了成矿晚期，$H_2O$ 逐渐增多，而取代了 $CO_2$ 的作用。大水沟碲矿床形成的过程是其成矿溶液由 $CO_2$ 向 $H_2O$ 演化发展的过程。图 7-14 中矿化蚀变的样品，多分布在 $CO_2$-$H_2O$ 一侧而又靠近 $H_2O$ 端元之附近，其中两个无矿弱蚀变样品，也表现了由 $CO_2$→$H_2O$ 演化的特点。有一个无矿弱蚀变样品是分布于三角图近中央而偏 $Vm$→$H_2O$ 一侧，此样品取自四坑口大理岩中，看来可以代表几乎没有受热液蚀变影响的碲铋矿床之围岩，这一样品点，与其他布于 $CO_2$→$H_2O$ 区域的 14 个样品点相比，更表明了 $CO_2$-$H_2O$ 流体起着运载、活化 Te、Bi、Cu、Au 的重要作用。

在气相成分中我们又选择了 $H_2$、$N_2$、CO、$CH_4$ 和 $C_2H_6$，按照相对氧化还原作用，分别以 $H_2+N_2$，CO 和 $CH_4+C_2H_6$ 三组，为三角图三个端元点，作成大水沟碲矿床成矿流体 $H_2+N_2$-CO-$CH_4+C_2H_6$ 三角图（图 7-15）。

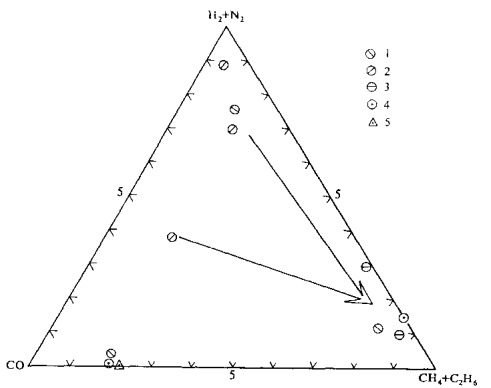



图 7-15　大水沟碲矿床成矿流体 $H_2+N_2$-CO—$CH_4+C_2H_6$ 三角图

1—矿化Ⅰ阶段（硫铁矿）；2—矿化Ⅱ阶段（辉碲铋矿）；3—矿化Ⅱ阶段（铜金矿）；4—矿化蚀变；5—弱蚀变（无矿）

该图有一组样品，包括成矿早阶段、热液蚀变和弱蚀变样品，它们与CO关系密切，而大多样品点都落在远离CO端元的$H_2+N_2$-$CH_4+C_2H_6$一侧，它们也分成两组，代表成矿早、中阶段（辉碲铋矿成矿阶段）的各点大多落在靠$H_2+N_2$端元的附近；成矿晚阶段（铜、金成矿阶段）各点，则分布在$CH_4+C_2H_6$端元之附近。总体表明，随着Te、Bi、Cu、Au成矿，其热液由$H_2+N_2 \rightarrow CH_4+C_2H_6$演化之趋势，尤其是Te、Bi形成时，$H_2$起到运载、活化的作用，这里是有所指示的（图7-15）。

# 第八章　稳定同位素地球化学

## 一、硫同位素地球化学

### 1. 硫同位素基本特征

在大水沟矿区及外围取样，对单矿物硫同位素进行详细地测试分析。第一阶段（黄铁矿磁黄铁矿阶段）测试数据39件，其中磁黄铁矿26件，黄铁矿11件和黄铜矿2件（表8-1）。它们$\delta^{34}S$值分别为$-3.1‰\sim2.8‰$，$-0.6‰\sim2.8‰$和$-1.4‰\sim1.9‰$。硫同位素分

表8-1　黄铁矿-磁黄铁矿阶段硫同位素组成

| 样品编号 | $\delta^{34}S$（‰） | | | 矿石类型 |
|---|---|---|---|---|
| | 黄铜矿 | 黄铁矿 | 磁黄铁矿 | |
| V-1 | | | 0.8 | 浸染状 |
| S-1 | | | 1.8 | 块状 |
| S-2 | | | 2.7 | 块状 |
| $D_2$-① | | | 2.3 | 块状 |
| $D_2$-② | | | 1.8 | 块状 |
| S-11 | | | 2.2 | 块状 |
| $D_T$-④ | | | 2.8 | 块状 |
| $D_T$-③ | | | −1.7 | 块状 |
| V-11 | | | 1.2 | 浸染状 |
| S-22 | | | 1.9 | 块状 |
| KD1-2 | | | 0.5 | |
| KD4-9-2 | | | −1.4 | |
| KD1-9 | | 1.7 | −2.0 | |
| KD3-8 | | 1.0 | −0.9 | |
| GF-26-3 | | | −2.2 | |
| GF31-1 | | −0.6 | −1.9 | |
| GF-24 | | | −0.3 | |
| GF-26 | | −0.4 | 0.2 | |
| SD-10 | −1.4 | | −3.1 | 矿脉 |
| SD-15 | 1.9 | | −1.4 | 矿脉 |
| SD-23 | | | 1.2 | 矿脉 |
| SD-29 | | 2.0 | 2.1 | 矿脉 |
| SD-41 | | 1.6 | −0.1 | 矿脉 |
| SD-55 | | 1.4 | 1.6 | 矿脉 |
| SD-65 | | | 0.6 | 矿脉 |
| SD-71 | | | 0.5 | 矿脉 |
| SD-17 | | 1.4 | | 矿脉 |
| SD-23 | | 1.7 | | 矿脉 |
| SD-52 | | 2.8 | | 矿脉 |
| SL-06 | | −0.6 | | 围岩 |

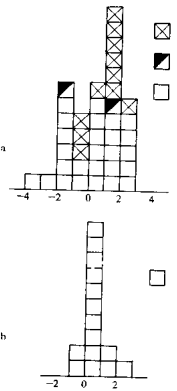



图 8-1 硫同位素分布直方图

a-黄铁矿-磁黄铁矿成矿阶段；b-辉碲铋矿成矿阶段

布范围很窄，整体以 1.5‰为顶峰（图 8-1a）。第二阶段（辉碲铋矿阶段）的测试矿物仅为辉碲铋矿，测试数据 15 件（表 8-2）。$\delta^{34}S$ 值分布在 −0.5‰～1.4‰之间，而且大部分样品数据集中在 0.2‰～0.8‰之间，呈极窄形塔式正态分布（图 8-1b）。大水沟矿区内 13 条黄铁矿-磁黄铁矿矿脉中，硫同位素无明显的变化规律，其 δ 值基本相同。在不同阶段矿石中，只有块状和浸染状之别，矿物相组成相同。因而，这些不同构造矿石中的 $\delta^{34}S$ 值也极其相似。

2. **不同矿物间的硫同位素分馏规律**

在硫同位素测试分析时选了九个矿物对，其中两个磁黄铁矿-黄铜矿对和七个磁黄铁矿-黄铁矿对。这些矿物对中的矿物选自同一标本、在显微镜下确定为共生。生成顺序为磁黄铁矿→黄铁矿→黄铜矿。

分析结果（表 8-1）表明，尽管硫同位素组成比较均一，但分馏未达到平衡。在九个矿物对中，有五对表现为 $\delta^{34}S_{Po}>\delta^{34}S_{Py}$、$\delta^{34}S_{Po}>\delta^{34}S_{Cp}$，明显反映出分馏未达到平衡。其余四个矿物对符合 $\delta^{34}S_{Py}>\delta^{34}S_{Po}$ 共生分馏准则，根据 Kajiwora (1971) 的分馏公式求出共生温度 12～207℃。这一温度范围低于流体包裹体均一温度数值。由此可以认为这些矿物对的硫同位素分馏动力仍未达到实质上的平衡。

3. **硫的来源探讨**

大水沟碲铋矿床辉碲铋矿成矿阶段的 $\delta^{34}S$ 值变化从 −0.5‰～1.4‰，平均 0.5‰。这与 Ohmoto (1986) 和 Taylor (1986) 厘定的岩浆硫同位素范围（0‰～2‰）相当吻合。黄铁矿-磁黄铁矿阶段硫同位素值分布稍大一些，但主要也在 −2‰～2.8‰之间。说明成矿硫仍然来自深部，抑或地幔抑或深部岩浆房。

## 二、碳氧同位素地球化学

1. **碳、氧同位素组成特征**

本次工作对大水沟碲铋矿区内 29 件碳酸盐矿物进行了碳、氧同位素测试分析，结果示于

表 8-2 辉锑矿阶段硫同位素组成

| 样品编号 | 测试矿物 | $\delta^{34}S$ (‰) | 矿石类型 |
|---|---|---|---|
| TB 1 | 辉锑铋矿 | 0.4 | 块状 |
| TB 2 | 辉锑铋矿 | 0.4 | 块状 |
| TB-3 | 辉锑铋矿 | 2.1 | 块状 |
| TB-4 | 辉锑铋矿 | 0.2 | 块状 |
| TB 5 | 辉锑铋矿 | −0.5 | 稠密浸染状 |
| TB-6 | 辉锑铋矿 | 0.3 | 稀密浸染状 |
| TB 7 | 辉锑铋矿 | 0.8 | 稀硫浸染状 |
| TB-8 | 辉锑铋矿 | 0.5 | 稠硫浸染状 |
| TB-9 | 辉锑铋矿 | 0.5 | |
| TB 10 | 辉锑铋矿 | 1.1 | 稀硫浸染状 |
| TB-34 | 辉锑铋矿 | −0.2 | |
| SD-34 | 辉锑铋矿 | −0.2 | |
| SD-40 | 辉锑铋矿 | 0.6 | |
| SD-46 | 辉锑铋矿 | 0.5 | |
| SD-59 | 辉锑铋矿 | 1.4 | |
| SD-36 | 辉锑铋矿 | 0.3 | |

测试单位：地质矿产部矿床地质研究所。

表 8-3。黄铁矿磁黄铁矿矿石中 7 件白云石的 $\delta^{13}C_{PDB}$为−5.4‰～−6.6‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$为 10.9‰～12.6‰；辉锑铋矿阶段矿石中 11 件白云石的 $\delta^{13}C$ 为−5.3‰～−7.2‰，$\delta^{18}O$ 为 10.9‰～13.1‰；无矿白云石脉中 4 件白云石的 $\delta^{13}C$ 为−5.3‰～−6.4‰；$\delta^{18}O$ 为 10.2‰～12.3‰；三叠系大理岩中 7 件方解石的 $\delta^{13}C$ 为−0.3‰～−2.5‰，$\delta^{18}O$ 为 16.8‰～28.2‰。从碳、氧同位素组成特点分析，四类不同碳酸盐可分为两组。即两个阶段矿石和白云石脉的碳氧同位素组分十分相似，$\delta^{13}C_{PDB}$在−5‰～−7‰之间，$\delta^{18}O_{SMOW}$在 10‰～13‰之间。因而，它们具有相同的形成过程和同一成矿物质来源。另一组为大理岩，其碳氧同位素组成与前组迥然不同。在 $\delta^{13}C$ 对 $\delta^{18}O$ 关系图（图 8-2）上十分清楚地显示两组同位素组成截然有别，不存在任何演化关系。

2. 碳来源讨论

大水沟锗矿区矿石和白云石脉中白云石的 $\delta^{13}C$ 值变化较小，范围在−5.3‰～−7.2‰，极差 1.9‰，算术平均值−5.8‰。贝彻尔、康韦和泰勒（转引自黄典豪等，1984）研究表明，$\delta^{13}C_{PDB}$=−5‰～−8‰与 $\delta^{18}O_{SMOW}$=6‰～10‰为火成碳酸岩区。Faure (1986) 总结指出，地幔物质 $\delta^{13}C$ 的估计值为−7‰。西华山钨矿床是一个典型的与花岗岩有关的钨矿

床，其内接触带黑钨矿石英脉中方解石的 $\delta^{13}C$ 值为－4.5‰～－7.53‰，平均－6.45‰（袁见齐等，1985）。由此可以认为，大水沟矿区矿石中的碳来自地幔或下伏岩浆房。

表 8-3 碳酸盐矿物的碳氧同位素值

| 样品编号 | 测试矿物 | $\delta^{13}C_{PDB}$‰ | $\delta^{18}O_{SMOW}$‰ | $\delta^{18}O_{H_2O}$‰ | 矿（岩）石（脉） |
|---|---|---|---|---|---|
| KD1-12 | 白云石 | －5.4 | 10.9 | 4.38 | 白云石-磁黄铁矿矿石 |
| KD1-13 | 白云石 | －5.8 | 11.2 | 4.66 | 白云石-磁黄铁矿矿石 |
| KD4-9-1 | 白云石 | －6.6 | 11.6 | 5.08 | 白云石-磁黄铁矿矿石 |
| GF-35-3 | 白云石 | －5.5 | 12.6 | 6.10 | 白云石-磁黄铁矿矿石 |
| KD4-15 | 白云石 | －5.7 | 11.4 | 4.94 | 白云石-磁黄铁矿矿石 |
| TB-3 | 白云石 | －5.3 | 13.1 | 6.00 | 块状磁矿石 |
| TB-4 | 白云石 | －7.2 | 12.3 | 5.20 | 稠密浸染状磁矿石 |
| TB-5 | 白云石 | －5.9 | 12.2 | 5.20 | 稠密浸染状磁矿石 |
| TB-6 | 白云石 | －6.2 | 10.9 | 3.89 | 稠密浸染状磁矿石 |
| TB-7 | 白云石 | －5.7 | 11.8 | 4.73 | 稠密浸染状矿石 |
| TB-8 | 白云石 | －5.8 | 13.0 | 5.90 | 稠密浸染状矿石 |
| TB-9 | 白云石 | －5.7 | 12.4 | 5.33 | 稠密浸染状矿石 |
| TB-10 | 白云石 | －6.4 | 12.0 | 4.95 | 稠密浸染状矿石 |
| SD12-1 | 白云石 | －5.3 | 11.6 | 5.11 | 白云石脉 |
| SD-23 | 白云石 | －5.6 | 12.2 | 5.69 | 白云石-磁黄铁矿脉 |
| SD-29 | 白云石 | －5.5 | 11.7 | 5.15 | 白云石-磁黄铁矿脉 |
| SD-40 | 白云石 | －5.6 | 11.7 | 4.64 | 白云石-辉锑铋矿脉 |
| SD-44 | 白云石 | －5.5 | 12.3 | 5.78 | 白云石脉 |
| SD-46 | 白云石 | －5.3 | 12.9 | 5.85 | 白云石-辉锑铋矿脉 |
| SD-59 | 白云石 | －5.5 | 12.3 | 5.27 | 白云石-辉锑铋矿脉 |
| SD-62 | 白云石 | －5.4 | 11.7 | 5.26 | 白云石脉 |
| SD-65-1 | 白云石 | －6.4 | 10.2 | 3.42 | 白云石脉 |
| GF-41 | 方解石 | 1.0 | 21.6 | | 三叠系大理岩 |
| GF-38 | 方解石 | 2.8 | 28.2 | | 三叠系大理岩 |
| GF-40 | 方解石 | 2.5 | 28.5 | | 三叠系大理岩 |
| GF-39 | 方解石 | 1.8 | 16.8 | | 三叠系大理岩 |
| SD-49 | 方解石 | －0.3 | 24.2 | | 三叠系大理岩 |
| SD-69 | 方解石 | 1.8 | 24.0 | | 三叠系大理岩 |
| SL-09 | 方解石 | 2.1 | 27.0 | | 三叠系大理岩 |

测试单位：地质矿产部矿床地质研究所同位素实验室。

注：计算采用的分馏方程白云石-水 $3.2\times10^6T^{-2}-2.00$（Northrop，1966）。

矿石和白云石脉中白云石的 $\delta^{18}O$ 值域 10.9‰～12.6‰，与南岭地区与钨锡花岗岩值（陈毓川等，1989）相似。但由于矿化温度远远低于岩浆的结晶温度，因而计算所得到的成矿流体的 $\delta^{18}O$ 值相应低得多。根据 $1000\ln\alpha_{白云石-水}=3.20\times10^6T^{-2}-2.00$（Northrop et al.，1966）分馏公式，取流体包裹体均一化温度 320℃（第一成矿阶段）和 240℃（第二成矿阶

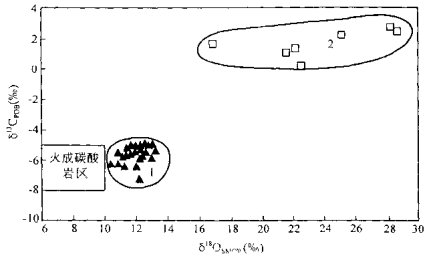



图 8-2　碳酸盐岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$对 $\delta^{18}O_{SMOW}$图解

1- 矿石和白云石脉；2- 三叠系大理岩

段），计算出的成矿流体的 $\delta^{18}O$ 值也列于表 8-3。所有 22 件样品的流体 $\delta^{18}O$ 值范围为 3.42‰～6.10‰，平均 5.11‰。其中黄铁矿-磁黄铁矿阶段成矿流体的 $\delta^{18}O$ 值为 4.38‰～6.10‰，平均 5.11‰；辉碲铋矿成矿阶段流体 $\delta^{18}O$ 值为 3.89‰～6.00‰，平均 5.17‰；白云石脉的成岩成矿流体的 $\delta^{18}O$ 为 3.42‰～5.78‰，平均 4.89‰。以上数据表明两个阶段成矿流体与白云石脉的成岩流体十分相似，并掺入少量的大气降水。但值得指出的是由白云石所测的氧同位素值计算出的 $\delta^{18}O_{H_2O}$数据略低于下一节所述由白云母、石英所测的氧同位素值计算出的 $\delta^{18}O_{H_2O}$数据。这可能是由不同矿物不同时间测试所造成的系统误差所致。

除一件样品（SD-49）外，其余 6 件三叠系大理岩样品的 $\delta^{13}C$ 值为 1‰～2.8‰，平均 1.9‰，极差 1.8‰。GF-39 样品的 $\delta^{18}O$ 值低于 20‰，其余 6 件 $\delta^{18}O$ 值在 21.6‰～28.2‰，平均 24.3‰，极差 16.6‰。Ohmoto et al.（1979）指出，海相碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值为（0±4）‰。丁悌平（1980）认为自早元古代以来，正常海相石灰石的 $\delta^{13}C$ 值就在－2‰～＋4‰之间波动，其 $\delta^{18}O$ 值可由现代岩石的 30‰左右变到早元古代的 20‰左右，显示出年代越老 $\delta^{18}O$ 值越低的趋势。大水沟地区的碳酸盐岩经过变质后成为粗晶大理岩，但其碳氧同位素组成变化不大。SD-49 样品 $\delta^{13}C$（－0.3‰）值偏低、GF-39 样品 $\delta^{18}O$ 值（16‰）也稍低。两个样品分别采自 12 号和 13 号矿脉向下尖灭端的围岩大理岩。轻微的交代作用可能是这些方解石同位素组成改变的原因。

## 三、氢氧同位素地球化学

### 1. 样品类型

此次工作选 12 件样品进行了氢氧同位素测试分析，其中白云母 2 件，黑云母 1 件和石

英 6 件，结果一并列于表 8-4。

在黄铁矿磁黄铁矿矿石中，主要脉石矿物白云石不易用于测试氢、氧同位素，但含黄铁矿磁黄铁矿电气石石英脉可以代表第一阶段成矿作用。辉碲铋矿成矿阶段的白云母、石英及矿脉周围蚀变岩中的白云母均可用于测试。另外还挑选了石英脉中的石英。

表 8-4　氢、氧同位素组成

| 样品编号 | 测试矿物 | $\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰) | $\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) | δD (‰) | 矿（岩）石 |
|---|---|---|---|---|---|
| KD4-10 | 白云母 | 13.0 | 9.11 | −61 | 碲矿石 |
| GF 21 | 白云母 | 9.9 | 6.54 | −60 | 碲矿石 |
| GF-36 | 白云母 | 10.0 | 6.66 | −61 | 碲矿石 |
| KD4-5 | 石英 | 12.7 | 5.05 | −54 | 碲矿石 |
| SD-09 | 石英 | 13.4 | 0.33 | −82 | 石英脉 |
| SD12-1 | 石英 | 12.9 | 9.17 | −62 | 石英脉 |
| SD 25 | 石英 | 13.4 | 3.17 | −64 | 矿石＋ |
| SD-67 | 石英 | 12.3 | 6.64 | −59 | 矿石＋ |
| SL-11 | 石英 | 13.8 | 8.18 | −61 | 电气石石英脉（擂沙坡） |
| SD 20 | 黑云母 | 8.6 | 5.90 | −67 | 蚀变岩 |
| SD 21 | 白云母 | 11.4 | 8.04 | −64 | 蚀变岩 |
| SD-23 | 白云母 | 10.2 | 6.84 | −59 | 蚀变岩 |

测试单位：地质矿产部矿床地质研究所。

注：计算采用的分馏方程：石英-水 $3.38\times10^6T^{-2}-3.40$ (Clayton，1972)；黑云母-水 $0.03\times10^6T^2-2.59$ (Bottinga，1974)；白云母-水 $2.38\times10^6T^{-2}-3.89$ (O'Neil，1969)。

## 2. 结果与讨论

在测试过程中，对矿物氧同位素和氢同位素分别进行测试，然后利用矿物氧同位素值按照石英-水 (Clayton，1972)，黑云母-水 (Bottinga，1974) 和白云母-水 (O'Neil，1969) 分馏公式，计算出成矿流体氧同位素组成 ($\delta^{18}O_{H_2O}$)，结果也示于表 8-4。

黄铁矿-磁黄铁矿阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 8.18‰，δD 为 −61‰，与 Ohmoto (1986) 和 Sheppard (1986) 提出岩浆水定义 ($\delta^{18}O_{H_2O}=+5.5‰\sim+9.5‰$，$\delta D=-80\sim-40‰$) 完全吻合，这一结果在 δD 对 $\delta^{18}O$ 图解 (图 8-3) 也可以得到较好的反映。在黄铁矿磁黄铁矿矿脉周围蚀变岩形成过程中，水/岩反映流体的 $\delta^{18}O$ 值降低至 5.9‰，δD 值变化微弱，为 −6.7‰。仍然显示岩浆水或深部流体在蚀变过程中的主导作用。这些也表明该阶段矿化蚀变是在相对封闭系统中进行。辉碲铋矿阶段的成矿流体特征为 $\delta^{18}O$ 值为 3.17‰～9.11‰，平均 6.20‰；δD 值为 −54‰～−64‰，平均 −60‰。在辉碲铋矿矿脉周围蚀变岩水/岩反应流体的 $\delta^{18}O$ 值为 5.90‰～8.04‰，δD 为 −64‰～−59‰。氢氧同位素资料同样表明辉碲铋矿成矿阶段的成矿流体来自岩浆或深部。应该指出的是 SD-25 样品的 $\delta^{18}O$ 值比较低 (表 8-4)，在流体 $\delta^{18}O$ 对 δD 图解 (图 8-3) 中投影在 Sheppard (1986) 构筑的岩浆水区之外。这一例外结果可能由流体包裹体测温数据过低所引起。所测试的两件石英脉或岩成矿流体给出差异比较大的数据，SD12-1 和 SD-09 样品的 $\delta^{18}O$ 值和 δD 值分别为 9.17‰和 −62‰，0.33‰和 −82‰。前者显示为岩浆水，后者为大气降水。实际上，这两种石英脉分别为含金石英脉和成矿期后石英脉。由此讨论可知，大水沟几个阶段成矿作用均与岩浆活动或深部流体有关。只有成矿后期的非含矿石英脉才是由以大气降水为主的流体生成的。

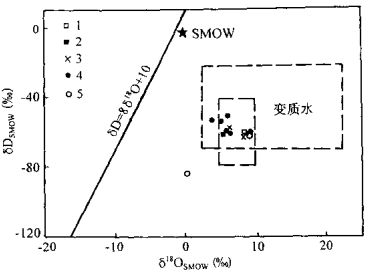



图 8-3 大水沟矿床成矿溶液 δD-δ¹⁸O 图解

1 黄铁矿磁黄铁矿阶段矿石中的石英；2 -黄铁矿磁黄铁矿矿脉周围蚀变岩中的黑云母；3 -辉碲铋矿矿石中的白云母和石英；4- 辉碲铋矿矿脉周围蚀变岩中的白云母；5 -石英脉中的石英

## 四、铅同位素地球化学

### 1. 样品处理

本次工作测试了 13 件矿物铅同位素（表 8-5），测试矿物有磁黄铁矿、黄铁矿和辉碲铋矿。

表 8-5 大水沟两类主要矿石中金属硫化物的铅同位素组成

| 序号 | 样品号 | 测试矿物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 成矿阶段 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | GF-26 | Py | 17.536 | 15.517 | 37.784 | 黄铁矿磁黄铁矿阶段 |
| 2 | GF31-1 | Py | 17.723 | 15.473 | 37.889 | |
| 3 | KD1-9 | Py | 17.648 | 15.452 | 37.800 | |
| 4 | KD4-15 | Po | 17.933 | 15.513 | 37.986 | |
| 5 | GF24-1 | Po | 17.572 | 15.495 | 37.84 | |
| 6 | GF31-1 | Po | 18.330 | 15.650 | 38.55 | |
| 7 | GF26-3 | Po | 17.87 | 15.600 | 38.23 | |
| 8 | KD1-8 | Po | 17.798 | 15.500 | 37.919 | |
| 9 | KD4-9-1 | Po | 17.665 | 15.481 | 37.851 | |
| 10 | KD1-2 | Po | 18.348 | 15.674 | 38.65 | |
| 11 | SD-36 | Tet | 18.330 | 15.281 | 37.703 | |
| 12 | SD-40 | Tet | 18.675 | 15.668 | 38.749 | 辉碲铋矿阶段 |
| 13 | SD-59 | Ter | 18.853 | 15.756 | 39.139 | |

注：Py 为黄铁矿，Po 为磁黄铁矿，Tet 为辉碲铋矿。

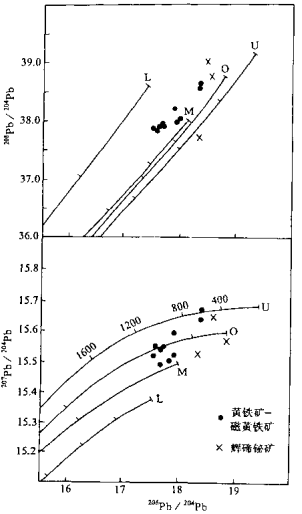



图 8-4 大水沟碲矿床硫化物矿物的$^{207}Pb/^{204}Pb$及$^{208}Pb/^{204}Pb$对$^{206}Pb/^{204}Pb$图解

这些硫化物的测样是将其置于干烧杯内，用盐酸使之完全溶解产生氯化铅，然后把经化学处理所得样品用MAT-261质谱仪测定铅同位素。测试精度，对于$^{206}Pb$、$^{207}Pb$、$^{208}Pb$为0.1%，对于$^{204}Pb$为1%。测量结果以$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$比值示于表8-5。

2. 分析结果

此项工作主要针对黄铁矿磁黄铁矿矿石和辉碲铋矿矿石、前一类型以磁黄铁矿和黄铁矿作为测试矿物，结果为$^{206}Pb/^{204}Pb$ 17.536～18.348，平均17.842；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.452～15.674，平均15.436；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.784～38.650；后一类型的辉碲铋矿石为测试矿物，结果为$^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.330～18.853，平均18.619；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.281～15.756，平均15.568；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.703～39.139，平均38.530。总的来看，后一类矿石的$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$比值均高于前一类的矿石。

3. 讨论

将测试结果，按Doe（1974）单阶段演化模型进行计算，采用原始铅同位素比值：$^{206}Pb/^{204}Pb=9.307$，$^{207}Pb/^{204}Pb=10.294$，$^{208}Pb/^{204}Pb=29.476$，地球年龄$To=4550Ma$，衰变常数$\lambda_8=1.55\times10^{-10}$年$^{-1}$，$\lambda_5=9.85\times10^{-11}$年$^{-1}$，$\lambda_2=4.95\times10^{-11}$年$^{-1}$，求得的模式年龄大多为负值或极不符合地质情况的数据。因而可以认为，大水沟碲矿床成矿过程中的铅为混合源，将其分析数据在卡农（1961）三角图解上投影，落于J-Pb区，可能为两个U-Th-Pb系统混合的结果。

在Doe和Zartman（1979、1981）的铅构造模式图（图8-4）中，大水沟矿区两类矿石的投影点比较分散，横穿地幔、造山带和地壳演化线。仍然表明铅同位素具有地幔与地壳的混合特征。在$^{206}Pb/^{204}Pb$对$^{207}Pb/^{204}Pb$图解中，除一个投影点，其余12个点沿地幔演化线成一条相关性尚好的直线（$r<0.90$）。这在一定程度上反映出两个阶段成矿铅同位素基本上具有相同的来源。

# 第九章　碲矿床成矿作用和成矿模式

## 一、区域地质构造演化与成矿

碲是一种亲地幔元素，它在扬子地块西缘不同地质成矿环境中都有不同程度的富集，甚至形成大水沟等一组独立碲矿床。这决非一种偶然的成矿事件，而是区域地质构造演化的必然结果。

扬子地块西部边缘构造带，东连扬子地块，西接松潘-甘孜地槽褶皱带，地位十分特殊（陈智梁、陈世瑜，1987）。它被作为特提斯构造域与太平洋构造域的分界（Huang，1979），甚至认为是东亚大地构造格架中的枢纽。

吴健民、骆耀南（1995）总结指出，扬子地块西缘的地质演化，自早元古代末围绕川中陆核地体增生。在形成扬子原始地台以后，经历了中元古代龙门山-安宁洋扩张、川滇被动大陆边缘裂谷系发展阶段；新元古代地体增生、扬子地台形成阶段；古生代古特提斯洋扩张、被动大陆边缘裂谷系发展阶段；中新生代地体增生、陆内汇聚、走滑叠缩造山阶段，构成了元古宙和显生宙两个巨型构造发展旋回。每个旋回早期伸展裂陷，晚期增生碰撞造山，可见，扬子地块西部大陆边缘的地质史，本质上是被动大陆边缘与地体增生型活动大陆边缘交替发育的历史，也是岩石圈伸展裂陷作用与岩石圈收缩、地体增生、碰撞造山作用两种基本大地构造作用交替发育的历史（图 9-1）。两个巨型构造旋回、两种大陆边缘、两种基本构造作用，是扬子地台西部大陆边缘构造演化的主要内容。

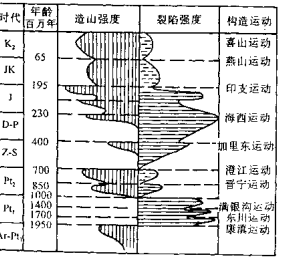



图 9-1　扬子地台西缘裂陷作用和造山作用在地质历史中的演化示意图

（据吴健民，骆耀南，1995）

尽管扬子地块西缘的地质构造演化历史相当复杂，但自印支末期、燕山期至今，最为

突出的地质作用表现方式为地幔蠕动-壳幔作用和南北向大型走滑断裂及韧性剪切。两种作用的结合，不仅引起地幔地壳变形，岩浆多期次活动，而且有大量深源物质向上运移、聚集成矿。

1. 地幔热柱与成矿

扬子地台西缘的地壳厚度等深线图（图 9-2）表明，龙门－康定－石棉－西昌－石鼓一带等深线十分密集，显示有壳下斜坡和巨大断裂，其西北侧属青藏板块，而东南侧则属扬

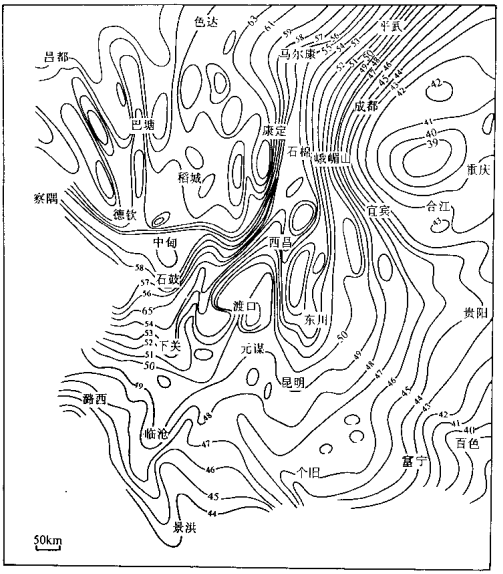



图 9-2　扬子地块西缘地壳厚度图（据晏贤富，1981）

子板块。南北向深大断裂带和北东向断裂带十分醒目，前者以马尔康-石棉和西昌-昆明两条大断裂为代表，后者以龙门山-康定-石鼓大断裂为著。在马尔康（康定）、石鼓和昆明这个

三角地带，地壳厚度变化从 62km 到 50km。这一小三角地带在时间上和空间上都是扬子地块西缘地壳结构的过渡性与变化性最显著的地带，相应也是地幔蠕动性表征最强烈的地带。三叠纪末，在扬子地块边缘出现了大面积裂隙式玄武岩喷发，分布面积达 30 多万平方公里，这种大面积的玄武岩浆喷溢作用无疑示意着地幔热柱的存在及攀西裂谷的开裂。卢记仁[1]（1996）也认为峨嵋山玄武岩具有洋岛玄武岩的部分特征，总体偏碱性，富不相容元素和高场强元素。印支-燕山期特提斯洋闭合作用包括一系列小块地体拼贴直到印度板块与欧亚板块碰撞，扬子西缘一直处于活动状态。地幔热柱活动表征为时而岩浆上涌，时而热能释放后而衰减。

Marugama（1994）指出，地幔热柱起因于幔核之间，从深部到地壳浅部呈树枝状分布（图 9-3）。根据峨嵋山玄武岩的规模，当时的地幔热柱相当于二级柱。自印支-燕山期以来，扬子地块西缘的地幔热柱表征为四个次级分枝，即康定枝、石棉枝、西昌枝和攀枝花枝。这四个地幔热柱枝（图 9-4）走向南北，大致呈等距式排列。在这些幔柱枝范围，不仅有地壳重熔的花岗岩，壳幔同熔的花岗岩，还有自地幔分异出的碱性岩类。与此相对应，这四幔柱枝区也是扬子地块西缘中生代以来矿化集中区（图 9-4）。矿化类型不仅有富碲金矿床、铜金矿床，还有与碱性岩有关的大型、特大型稀土矿床，例如牦牛坪和大陆槽。大水沟碲矿床位于石棉地幔柱枝中，是与该枝有关的 Au、Cu、Te 矿化群中的一员（图 9-4）。在扬子地块西缘，金矿化（包括金铜矿化）和金碲矿化的成矿方式相似，即沿韧性剪切带呈脉状或蚀变带状产出，成矿围岩可以是玄武岩（例如，缅萨洼、茶铺子、大水沟等）、花岗岩（例如白金台子、黄金坪等），也可以是板岩类（例如金鸡台子）；虽然同属中低温热液矿床，但围岩蚀变比较发育；尽管绝大多数矿床附近未见深源火成类物质，但成矿物质均被认为来自幔源。

2. 挤压推覆-大型走滑与运矿

印度板块与欧亚板块的碰撞焊接，不仅造成喜马拉雅山的持续隆升，而且沿祁连-秦岭和三江-南亚发生大规模的走滑。在扬子地块西缘及邻区，除有俯冲缝合型的甘孜-理塘带和碰撞焊合型的澜沧江带、金沙江带等，最突出的事件为在地块边缘形成长 1500km 的龙门山-锦屏山-哀牢山走滑-叠缩型内陆造山带（吴健民、骆耀南，1995）。造山带由若干走向与地块边缘平行，向一侧倾斜、上陡下缓的逆冲断裂及其间的推覆岩片组成叠瓦状铲式逆冲推覆构造体系。强烈的叠缩作用使俯冲陆块的前陆体卷入推覆构造，山带内的地体被挤出并推覆-滑覆到前陆推覆体之上。由前陆到山带内部，韧性变形明显，估算缩短率达 42%～66%，位移量 100km 以上。在北部的龙门山以左旋走滑为主，南部的哀牢山以右旋走滑为主，速率达 7mm/年。

挤压推覆-走滑叠覆区域构造运动型式在局部也有明显反映，在石棉地区，老地块以西的洪坝岩片、大水沟岩片和蟹螺岩片相嵌叠置，走滑运移显著，而且韧性剪切带十分发育。

扬子地块西缘这种构造环境为深部物质向上运动提供了良好的通道。除大型构造活动伴生的岩浆侵位与喷发外，在地幔柱枝区，受高热驱使，成矿流体和/或气体沿次级裂隙向上运移于有利环境中，例如推覆穹隆构造，沉淀成矿。

---

[1] 笔者与卢记仁（1996）个人学术讨论

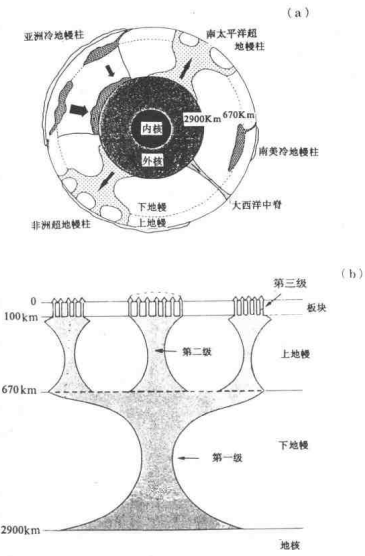



图 9-3 地幔柱结构示意图

(据 Maruyama，1994)

## 二、成矿物质来源

在第一章已经述及，碲是一种亲地幔和地核元素。在大水沟碲矿床被发现之前，碲作为伴生或共生元素存在于其它矿床中，像斑岩铜矿床，与碱性岩或与中酸性火山岩有关的碲金矿床或碲银矿床，以及铜镍硫化物矿床和以火山岩为容岩的块状硫化物矿床。所有这些矿床类型反映出一个共同特点，即成矿物质来自深部，抑或上地幔，抑或下地壳与上地

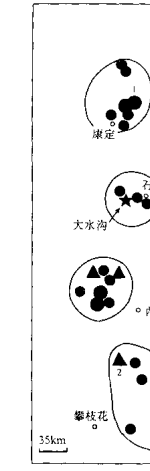



图 9-4 扬子地块西缘地幔柱枝与矿化分布图
1--含碲金矿床；2 --与碱性岩有关的稀土矿床

幔同熔的岩浆。

大水沟矿床虽然是一个以碲为主的矿床，但其它金属元素，像金、银、铋以及硫和硒均达工业品位，因而，应称之为碲多金属矿床。就元素组合（Te-Bi-Au-Ag）而言，酷似与碱性岩有关的金碲化物矿床（gold telluride deposit）。但事实上，在大水沟碲矿床所在的大水沟岩片未见岩体出露，离大水沟碲矿床最近的火成岩体为一个空间上相距 10 公里左右的燕山期霓辉钠闪正长岩，其它几个燕山期花岗岩体距大水沟更远一些。虽然尚未找到一些直接证据，证明大水沟碲矿与碱性岩的关系，但与冀北水泉沟碱性杂岩的内接触带及远离杂岩体 10 公里以外均发育东坪式金碲矿床（张招崇，1995）的事实也暗示着两者之间的一些必然联系。

在大水沟碲矿区，虽然没有镁铁质火山岩为成矿的直接围岩，但成矿作用却表现出以富集碱质和硅质组分以及碳酸盐为特征。在矿脉中、脉石矿物以碳酸盐类（包括白云石、方解石及菱铁矿和菱镁矿）为主，还有黑云母、白云母、钠长石、奥长石、石英、电气石等。在黄铁矿磁黄铁矿脉和辉碲铋矿矿脉周围分别发育有以黑云母、石英、奥长石、绿泥石、绿帘石、阳起石组合和白云母、石英、钠长石、方解石、阳起石组合的蚀变及分带。从矿脉边侧向外，K/Na 比值变化由 4.74、3.12、0.16 到 0.06（原岩），Mg/Fe 比值从 0.94、0.74、0.65 到 0.48（原岩）。以上这些特点均反映出富碱质的成矿流体向外的渗浸交代作用。这种富含挥发组分 $CO_2$ 和 Cl，并以碱质、硅质组分为主的成矿-交代作用，反映出与碱质岩浆的成因关系。

大水沟碲矿床中黄铁矿的硫含量明显低于标准黄铁矿。这种贫硫之特点在一定程度上反映了成矿流体与岩浆活动的关系。崔艳合（1993）总结指出，同生矿床中黄铁矿的硫高于标准值，相反，与岩浆活动有关的热液矿床中黄铁矿的硫低于标准值。黄铁矿的 Co/Ni 比值通常用于指示成矿环境（Davision，1962；Dike et al.，1979）。宋学信等（1986）总结出中国同生矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值小于 1，矽卡岩和斑岩型矿床中黄铁矿 Co/Ni 比值为 1.1～23.5，与岩浆有关的热液矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值为 1.2～32。大水沟碲矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值为 56～651.7，也反映了成矿流体来自深部。

成矿流体的 $\delta^{18}O$ 值分布范围为 +2.1‰～+7.1‰，略轻于 Ohmoto（1986）和 Sheppard（1986）提出的岩浆水值（+5.5‰～+9.5‰）。与 $\delta^{18}O$ 值不同，成矿流体的 $\delta D$ 值分布在

−61‰～−54‰，恰好与典型岩浆成矿流体的 δD 值（−80‰～−40‰）相重叠。一个可能的解释为大水沟碲矿床成矿流体来自岩浆源或地幔，成矿时与少量大气降水发生过混合作用。

大水沟碲矿床硫化物的 $\delta^{34}S$ 值介于−2.2‰～+2.8‰，平均 0.5‰。这几乎同 Ohmoto (1986) 和 Taylor (1986) 提出的岩浆硫的分布范围相重叠。

碳酸盐矿物的 $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ 图解（图 8-2）表明 $\delta^{13}C$ 值与已知的典型岩浆流体的 $\delta^{13}C$ 值−6‰～−9‰（Faure，1986）相吻合。$\delta^{18}O$ 值比岩浆流体的略轻一些。然而，矿区周围三叠系大理岩的 $\delta^{13}C$ 值和 $\delta^{18}O$ 值则迥然不同于矿脉中碳酸盐矿物的。

以上讨论说明大水沟碲矿床与岩浆作用，很可能是碱性岩浆作用在成因上关系相当密切。但在湾坝穹隆下部是否有碱质岩体存在，仍然是一个谜。另一方面，不能排除地幔流体在地幔柱枝的活动和堆积成矿的可能性。

前已述及，大水沟碲矿床特点是无论黄铁矿磁黄铁矿阶段还是辉碲铋矿阶段，矿化均表现为金属矿物的紧密堆积或金属矿物填隙于白云石及方解石之间，成矿组分除了 Te、Bi、Au、Ag 等元素外，还伴有大量 $CO_2$、Cl、$S_2$、Na、K、Si、$H_2O$ 等。现代地球化学和成矿学表明，这组元素也是地幔流体成矿作用的具体反映。以往地学学者认为地幔和地核为干体系、以基性组分和铁镍组分为特色。但近些年，大量实验岩石学和矿物的分子光谱学研究（例如 Schrauder et al.，1993；郭立鹤，1995）证明，金刚石中含 $CO_2$，石榴石、橄榄石、辉石等无水矿物中含有一定量的氢。朱永峰（1995）总结指出，幔源岩石富有 K、Na 及水的同生矿物——金云母、黑云母、透闪石、角闪石和含钾硫化物。杜乐天（1995）对一系列地幔包体橄榄石、单斜辉石进行系统的拉曼光谱分析表明，其中有高含量的 $CO_2$、$H_2O$、$C_2H_4$、$CH_4$、$H_2S$、$SO_2$、$C_2H_6$、$C_3H_8$ 等。日刊《工业新闻》1994 年报道，在太平洋南部海底每年以 15cm 以上速度隆起，是地球最大的热量释放区，还排出大量的 $CO_2$ 和 $CH_4$。热力学方面的证据表明，地幔深层位中以氢化物的形式存在着碱金属和氢。杜乐天（1993）通过广泛总结分析以往资料，把 C、H、B、N、S、Se、Te、As、Hg、Sb、P、Ge、惰性气体和卤素称之为 C 族元素群，它们主要来自地幔。已有的多方面资料表明，上地幔很不均一。这种不均一性也表现在挥发组分（$CO_2$、$H_2$、$H_2O$、CO、$S_2$、Cl、F、$CH_4$ 等）的含量及其分布特征上，以致于有人认为，地幔中存在着或存在过富含碱金属和其它轻元素的地段或层位（Litvinovckii，1983）。由于在地幔 $P$-$T$ 条件下，K、Na、$SiO_2$ 可被 $H_2O$ 流体高度溶解，且 K 具有很高的挥发性（朱永峰，1995）。

第七章的气液包裹体研究表明，大水沟碲矿床两个主要成矿阶段均经历沸腾作用，这可能有助于解释为什么矿脉中矿石多呈块状集合体形式产出。

诸多现象表明，大水沟碲矿床是地幔柱上部幔流成矿之产物。但也有一些不吻合的现象。例如，曹荣龙（1994）研究白云鄂博稀土矿床时，论证幔源流体 δD 为−83%～−108‰，平均−98‰，但大水沟碲矿床成矿流体的 δD 显示为岩浆源。

显而易见，大水沟碲矿床无论是通过碱性岩浆活动还是地幔流体富集成矿，其成矿物质同属一源——地幔。

## 三、成矿物理化学条件

1. 与碲有关的矿床，其形成温度均在 260℃～60℃范围，且都属由温度递降过程成矿。

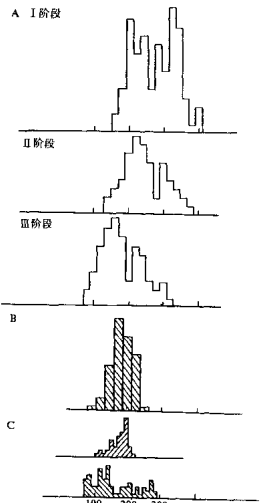



图 9-5 大水沟碲矿床与国外有关碲化物金银矿床形成温度图

A- 大水沟碲矿床；B-美国蒙大拿 Gies 碲化物金银矿床；C- 俄国千岛群岛 Kunashir 含碲、硒金银矿床

大水沟主要碲矿化阶段（Ⅰ）的主要成矿温度范围在 280℃～160℃，这与美国蒙大拿州 Gies 矿床和俄罗斯千岛群岛 Kunashir 矿床相一致。大水沟矿床属于中低温热液矿床（图 9-5）。

2. 大水沟独立碲矿床与河北东坪碲金矿床及美国蒙大拿 Gies 矿床成矿流体的盐度相当，主要的流体盐度在 10.0wt（NaCl）%～1.5wt（NaCl）%。但大水沟形成碲矿床的阶段，有一组高盐度流体［28.0wt（NaCl）%～33.5wt（NaCl）%］和一组相对较低盐度［4.6wt（NaCl）%～0.6wt（NaCl）%的流体共存，在主要成矿的主矿化亚阶段，需要成矿溶液具有较高的盐度。

3. 大水沟独立碲矿床与东坪碲金矿床的成矿压力相近，由 79～50～33MPa。成矿是在压力递降过程进行的。大水沟碲矿床形成时有一组沸腾包裹体群的出现，其成矿流体沸腾时的饱和蒸气压只有 5～15MPa。按成矿流体运移、地热减温率和以 26.3MPa/km 地压梯度测算，大水沟碲矿床的成矿深度介于 0.627～3.0km，因此大水沟碲矿床属中浅层成矿。

4. 大水沟碲矿床成矿流体的一般密度为 0.99～0.71g/cm³，但在辉碲铋矿床等主要形成的亚阶段，成矿流体出现一组高密度（1.02～0.95g/cm³）和一组低密度（0.76～0.58g/cm³），二者共存。

5. 含碲矿床成矿流体类型一般较为简单（$NaCl-H_2O$ 型），而大水沟碲矿床的成矿流体类型多且复杂，在碲矿的主成矿阶段（Ⅰ）有 $NaCl-KCl-H_2O$ 和 $CO_2-NaCl-H_2O$ 与 $NaCl-H_2O$ 并存；在辉碲铋矿形成富矿的两组裂隙交汇部位，成矿流体 $CO_2-NaCl-H_2O$ 有时占了上峰，起了主导作用。

6. 碲主要成矿阶段的 $Na^+/K^+$，$Cl^+/F^-$ 及 $Ca^{2+}/Mg^{2+}$，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$、$(Cl^-+F^-)/SO_4$ 及 $CO_2/H_2O$ 值（表 9-1）接近于岩浆热液的物质组成，而大水沟 $Na^+/K^+$ 和 $Cl^+/F^-$ 值则远远高于一般热液矿床。碲在成矿流体中演化也随 Te、Bi 向 Cu、Au 发展成矿流体由 $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 演化；$Cl^- \rightarrow SO_4^{2-}$ 演化；$CO_2 \rightarrow H_2O$ 演化；$H_2+N_2 \rightarrow CH_4+C_2H_6$

表 9-1 大水沟碲矿床与国内外相关矿床形成的物理化学参数对比表

| 矿床名称 | | | 矿床成因类型 | 成矿溶液的物理化学参数 | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 盐度（℃） | 盐度（$W_{t(NaCl)}$%） | 压力（MPa） | 密度（g/cm³） | $fO_2$ | $fCO_2$ | pH | Eh | 还原参数（Hy） | $fs_2$ |
| 大水沟碲矿床 | 成矿阶段 | Ⅰ | 中浅成、中温岩浆热液充填脉型独立碲矿床 | 400～180（360～260，260～180） | 10.1～2.4（8.0～3.8） | 79～36 | 0.91～0.71 | $10^{-12.36}$ | $10^{1.66}$ | 6.53～6.42 | −1.02～−0.34 | 0.024 | $10^{-16.7}$ |
| | | Ⅱ | | 340～160（340～280，260～160） | 14.6～8.0 28.0～33.5 4.6～0.6 | 75～36 | 0.93～0.79 1.02～0.95 0.76～0.58 | $10^{-13.45}$ | $10^{1.88}$ | 6.42～6.07 | −1.04～−0.24 | 0.024 | $10^{-14.0}$～$10^{-11.5}$ |
| | | Ⅲ | | 300～80（300～200，180～80） | 5.8～0.7（3.3～1.6） | 56～33 | 0.92～0.81 | $10^{-14.20}$ | $10^{2.55}$ | 6.44～6.10 | −1.17～−0.24 | 0.109 | |
| 福建紫金山铜金矿床 | | | 浅成中低温火山热液型矿床 | Cu 250±50 | 28.3～7.6 ～3.3 | 50～37.5 | 1.10～0.98 0.95～0.69 0.63～0.52 | $10^{-24}$～$10^{-29}$ | $10^{2.1}$～$10^{2.3}$ | 5.47～4.13 | −0.98～−0.88 | 0.70～0.38 | $10^{-20.22}$ |
| | | | | Au 150±50 | 17.9～0.1（3.8～0.1） | 40～28 | 0.81～0.70 0.63～0.52 | $10^{-28}$ | $10^{2.15}$～$10^{2.65}$ | 4.18～3.54 | −0.88～−0.82 | 0.33～0.1 | $10^{-18.20}$ |
| 西藏玉龙铜矿 | | | 斑岩型矿床 | 420～280（>345） | 23～3 35～30（33～50） | 180～10 | 0.97～0.88 | | | 4.5～4.1 | | | |
| 河北东坪金碲矿 | | | 碱性岩碲化物－金热液矿床 | 350～120 | 10.0～1.5 | 69～50 | | $10^{-32}$～$10^{-30.5}$ | | 7.49～6.08 | −0.86～−0.58 | | $10^{-13.5}$ |
| 美国蒙大拿 Gies 矿床 | | | 碲化物－金银热液矿床 | 319～270（240～180） | 8.0～5.7 | | | | | | | | |
| 千岛群岛 Kunashir 矿床 | | | 含碲－硒的浅成低温热液金银矿床 | 245～150 | 1.6～0.4 | | | | | | | | |
| 美国密西西比铅锌矿床 | | | 热卤水型铅锌－萤石矿床 | 200～75（150～75） | 30～10（21～30） | 3.7（150℃饱和蒸气压） | 1.1～1.0（>1.08） | | | | | | |

续表 9-1

| 矿床名称 | | 成矿阶段 | 成矿流体类型 | 成矿流体地球化学及同位素地球化学参数 | | | | | | | | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | δD (‰) | $\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) | $\delta^{13}C$ (‰) | $\delta^{34}S$ (‰) | $Na^+/K^+$ | $\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$ | $\frac{Na^+}{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$ | $Cl^-/F^-$ | $\frac{Cl^-+F^-}{SO_4^{2-}}$ | $\frac{CO_2}{H_2O}$ | |
| 大水沟碲矿床 | 成矿阶段 | I | $NaCl-H_2O$<br>$CO_2-NaCl-H_2O$ | −82 | 9.17 | −5.2～−5.6 | 2.8～1.4 | 3.45～2.42 | 13.85～0.03 | 0.64～0.61 | 264.89～52.56 | 25.50～2.20 | 2.17～0.13 | |
| | | II | $NaCl-KCl-H_2O$<br>$NaCl-H_2O$<br>$CO_2-NaCl-H_2O$ | −64 | 8.80～3.60 | −4.0～−7.2 | 1.1<br>0.5～0.2～−0.5 | 3.20～2.76～0.90 | 40.09～11.30 | 0.21～0.10 | 134.82～55.08 | 8.01～2.58 | 4.22～1.40 | |
| | | III | $NaCl-H_2O$ | −54 | 0.33 | | −0.5 | 9.61～6.99 | 3.42 | 38.10 | 546.60 | 30.25～4.29 | 0.30 | |
| 福建紫金山铜金矿床 | | | $KCl-NaCl-H_2O$<br>$NaCl-H_2O-H_2S-CO_2$<br>$NaCl-H_2O-SO_4^{2-}$ | Cu<br>−54～−78 | 4.8～−0.9 | | 5.4～−5.9 | 0.77～0.04 | 88.0～1.50 | 52.59～4.91～0.58 | 243.17～6.14 | 0.31～0.18 | 1.72～0.25 | 魏家秀等(1995) |
| | | | $CO_2-NaCl-H_2O$<br>$NaCl-H_2O-SO_4^{2-}$ | Au<br>−66～−78 | 1.8～−0.3 | | −4.6～−5.9 | 0.83～0.71 | 22.73～2.23 | 1.01～0.09 | 695.0～172.0 | 0.18～0.14 | 1.72～0.79 | |
| 西藏玉龙铜矿 | | | $KCl-NaCl\ H_2O$<br>$NaCl-H_2O$<br>$CO_2-NaCl-H_2O$ | −110～−90 | 6.5～0.5 | | 15.8～−21.4 | 2.5～0.5 | 12.0～13.0 | | 296.0～65.6 | $Cl^-/SO_4^{2-}$<br>66.0～11.0 | | 程莱仙等(198.) |
| 河北东坪金锑矿床 | | | $KCl-NaCl-H_2O$<br>$CO_2-NaCl-H_2O$ | −74～−101.30 | 8.19～−0.26 | | | 4.68 | 2.94 | 0.67 | 4.80 | 1.11 | 0.01 | 张绍崇等(1995) |
| 美国蒙大拿群 Gies 矿床 | | | $NaCl-H_2O$ | −88～−115 | 9.4～3.6 | | 3.1～−1.0 | | | | | | | Xiaomao, z. et al. (1994) |
| 千岛群 Kunashir 矿床 | | | $NaCl-H_2O$ | −83～−80 | −4.7～−9.4 | | 4.9～−0.8 | | | | | | | (Chil Sup, S. V. D., et al.) (1995) |
| 美国密西西比铅锌矿床 | | | −35～−5 | 3～0.04 | | | 17 | 4～8 | | | | | | Roedder, E. (1972) |

演化。碲铋与深部碱质，特别钠质花岗岩体有关。

7. 碲金属沉淀时，成矿溶液的酸碱度（pH）和氧化还原电位（Eh 值）的变化有一定规律，在大水沟独立碲矿床与含碲矿床（东坪等矿床）的 pH 非常接近。大水沟碲矿床 pH 在 6.53～6.07，看来，碲的成矿需要中偏酸性的成矿条件。由 Eh 值变化趋势看，碲铋铜金在大水沟地区成矿过程中，其成矿环境由还原环境向相对氧化环境发展。

大水沟矿床二氧化碳逸度（$fCO_2$）表明：随成矿作用的发展由高向低演化，而氧逸度（$fO_2$）则略具由高向低变化趋势，但不明显；还原参数（Hy）表示，整个大水沟矿区的成矿环境由还原环境向相对氧化环境发展。以上这些，均表现了碲铋的地球化学特点和碲铋所需要的成矿环境。

8. 大水沟碲矿床主要成矿阶段的硫逸度（$fS_2$）和碲逸度（$fTe_2$）可以在 Afifi 等构筑的 $fS_2$ 对 $fTe_2$ 图解上（图 9-6）分析和确定。由于是中低温热液矿床，这里取在 200℃时的平

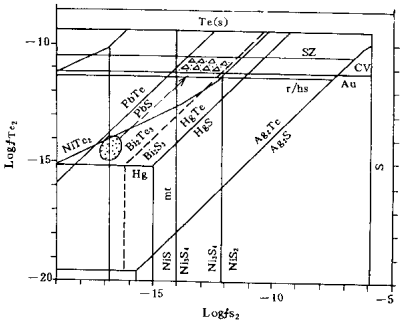



图 9-6　大水沟碲矿床在 200℃平衡条件下碲逸度对硫逸度图解
（据 Afifi 等，1988）
黑点表示黄铁矿-磁黄铁矿成矿阶段区；空心三角为辉碲铋矿成矿阶段区

衡图解进行讨论。在黄铁矿-磁黄铁矿阶段，磁黄铁矿和黄铁矿是一组最重要的共生硫化物对，其生成主要取决于硫逸度。在图 9-6 中可以判读出其生成平衡时的 $fS_2$ 为 $10^{-16.7}$。在该阶段仅有硫化物，未见碲化物和自然汞产出，因而其生成平衡时的 $fTe_2$ 应在碲铅矿与方铅矿平衡反应线之下侧，$fTe_2$ 约为 $10^{-14}-10^{-15}$。在辉碲铋矿成矿阶段，有赤铁矿、黄铁矿、碲金矿和碲铋矿产出，但未见磁黄铁矿、史碲银矿和辉铋矿。因此，该阶段的 $fS_2$ 和 $fTe_2$ 局限在一个比较小的梯形平面中（图 9-6），$fS_2$ 为 $10^{-14}-10^{-11.5}$和 $fTe_2$ 为 $10^{-11.2}-10^{-10.5}$。总的来讲，从早阶段到晚阶段，硫、碲逸度均升高。

9. 关于大水沟碲矿床的成矿机理问题，由以上表 9-1 及其分析对比可知：大水沟碲矿床由来自深部甚至上地幔的含气热、含矿碱质岩浆热流体向上运移，并充填渗流于矿区内断裂、裂隙之中的瞬间，由封闭体系变成半开放～开放体系，压力由原较高的（79～75MPa）静岩压力骤然降低，而引起成矿流体的沸腾、沸腾时的饱和蒸气压只有 5～15MPa。成矿流体的减压沸腾，使成矿溶液处于非均匀体系，致使有一组高温高盐度 33.50wt (NaCl)%～28.0wt (NaCl)%和另一组低盐度 4.6wt (NaCl)%～0.6wt (NaCl)%流体共存，有一组高密度 1.02～0.95g/cm³ 和另一组低密度 0.58～0.76g/cm³ 的流体存在。沸腾包裹体是成矿溶液不混溶的证据（E. Roedder 1974）。溶液的不混溶，会引起含 Te、Bi 的氯氢络合物在溶液中的分离，辉碲铋矿、楚碲铋矿、硫碲铋矿即分解出来，在断裂、裂隙两组构造交汇处沉淀、结晶形成碲矿脉和富的独立的碲矿床，为此大水沟独立碲矿就形成了。

## 四、成矿机制和成矿演化模式

碲是一种亲地幔和地核元素，在地球形成和演化过程中，碲趋向于向地幔和地核中富集。

越来越多的研究成果表明，元素在地球及各圈层中分布是不均一的，这种元素分布的不均一性在一定程度上制约着不同成矿省有不同的多金属矿产的形成。扬子地块西缘的地幔相对富集碲元素，二叠纪峨眉山玄武岩和碱性岩类的含碲丰度是同类岩石克拉克值的 2～5 倍，与地幔成岩成矿作用有关的块状硫化物矿床、金矿床、斑岩铜矿床都含有大量的碲化物。换句话说，正是该区地幔含碲的异常性，才构成独立碲矿床形成的物质基础。

扬子地块西缘在二叠纪末经历了一个巨型地幔热柱构造演化阶段（图 9-7a），峨眉山玄武岩大量喷发。同时，一个走向南北的裂陷槽开裂和演化。印支期～燕山早期，印度板块向北运动，导致特提斯海的闭合并逐渐开始欧亚板块碰撞。由于大规模多期次推覆和叠覆，原大型地幔柱活动减弱，代之在地壳及上地幔出现了康定、石棉、西昌和攀枝花四个地幔柱枝（图 9-7b）。在这四个地幔柱枝区，由于地幔高热能和热流体作用，下部地壳重熔生成 I 型和 S 型花岗岩浆。同时，蠕动地幔分熔作用导致低熔点的碱质元素（Na、K）、$SiO_2$、挥发组分 $S_2$、$H_2S$、$Cl_2$、$CH_4$、$I_2O$、$CO_2$，不相容的分散元素 Te、Se、REE 及金属元素 Au、Ag 等首先从地幔分熔成碱性岩浆，随之在减压时上升到地壳浅部定位。

自从海西末期以来，扬子地块西缘一直保持着活动状态。大型推覆和走滑以及高密度的韧性剪切系统为地幔气流向上运移提供了良好的通道。Te、Bi、Au、Ag、Se 等成矿元素在富含 $CO_2$、$Cl_2$、$H_2O$、$H_2S$ 及 Na、K 等组分的流体或直接从地幔柱枝区或经高侵位碱性岩浆分异演化而生成之后，沿次级裂隙运移至构造有利部位沉淀成矿。脆性大，可交代性强的实玄武岩往往成为成矿的有利围岩（图 9-7c）。

大水沟矿床成矿作用从燕山早期到中晚期，持续了 80～90Ma，主要表现为三个阶段成矿。第一阶段形成 S、Cu 和 Fe 矿化，第二阶段形成 Te、Bi、Se、Ag 矿化，第三阶段为 Au 和 Cu 矿化。从第一阶段、第二阶段到第三阶段矿化，成矿温度和 $fS_2$ 降低，$fTe_2$ 升高。

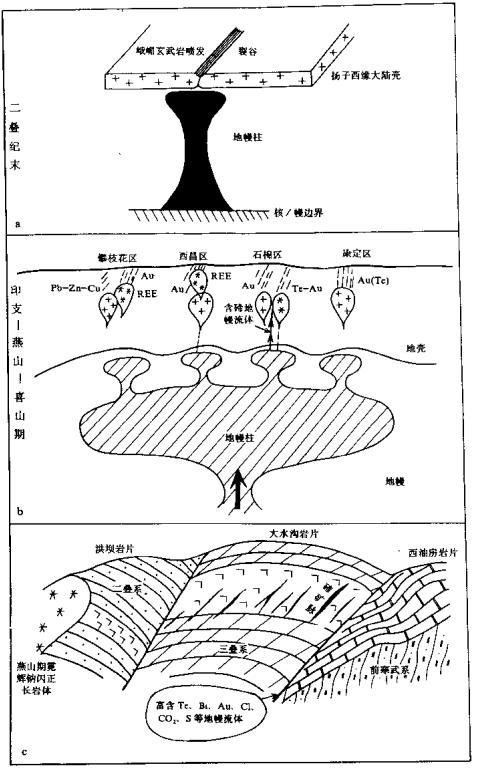



图 9-7　扬子地块西缘地幔柱演化与大水沟稀矿床成矿模式图

# 第十章　碲多金属矿床找矿标志和成矿预测

在大水沟碲矿床被确认后，本项地质研究工作与四川地质矿产局区域地质调查工作（1∶5万）、攀西地质队找矿评价工作平行开展。通过区域地质调查、矿点（床）检查和按照碲矿化规律进行成矿预测，不仅对石棉地区的碲矿化有了初步了解，而且总结出一系列找矿预测标志。

## 一、已知金铜矿床（点）及含碲评价

目前在本区已划出一个南北向展布的金、银成矿带。该带北起田湾幸福村，南至地宝铜、鲍子坪，长约50km、宽约10～20km，已发现矿产地20余处。主要矿床（点）地质特征及含碲评价如下：

1. **芍药槽石英网脉状剪切带型金矿**

该金矿主要产于脆韧性断面的左侧，中泥盆统火木山组（$D_2h$）块层状粗晶大理岩中，单斜构造走向NNW，倾向SW，倾角75°～85°。金矿脉主要产在NE向派生羽状裂隙中，两组矿脉产状分别为倾向120°～150°、倾角40°～60°和倾向20°～65°、倾角20°～45°。由其派生的羽状裂隙带总体展布为NW向，属多期次平行剪切和压性剪切的成矿裂隙。

在$CD_2$矿硐中有一条长4m，上窄（0.05m）下宽（0.3m）向下延伸的黝铜矿脉，其矿石品位Cu 13.17%，Au 24.66g/t，Ag 495.0g/t。在$CD_2$矿硐中有一长60m、宽4m、高约2.5m的采空区。原矿脉呈雁行式排列，其深部可能还有同样的脉体存在。

2. **白露石英脉剪切带金矿点**

白露石英脉剪切带型金银矿产于脆韧性草科断裂破碎带中，矿脉赋存在泥盆系（$D_2z$）绢云石英片岩、碳质板岩，地层产状为倾向48°～40°，倾角67°～75°。绢云石英片岩、板岩的层间石英脉发育，石英脉呈小透镜体产出，透镜体约0.2×0.8m。在石英脉体上部可见金属硫化物，整个剪切破碎带宽1.2m，长25m，目估方铅矿达30%，化学分析品位Au 2.47g/t，Ag 94.79g/t，Te 4.78g/t，Cu 0.016%，Bi 0.006%。但矿化不均匀，矿体规模不大。

3. **广金坪石英剪切带型金矿**

广金坪石英剪切带型金矿产在中泥盆统的标水岩组（$D_2b$）含碳质白云质大理岩中。地层产状305°∠32°，矿脉产状310°∠32°，矿脉厚度为0.3～2.5m。矿物共生组合为黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿。采金矿的沿脉硐长达120m，采空区宽约20m，矿石品位Au 4.8～19.12g/t，Ag 40.0～188.85g/t，Cu 2.5～5.27%。概算广金坪单脉储量：金689公斤，银6.5吨，铜2229吨，属于小型多金属矿床。

值得一提的是，在广金坪南700余米的大岩房有类同广金坪的矿化显示。共采集10件连续拣块样，控制一条含矿破碎带，矿石为含蓝铜矿结晶大理岩，破碎带产状，倾向50°～305°，倾角70°～85°，出露长度约300m，平均宽度7m（图10-1），最高含Cu0.9%，平均

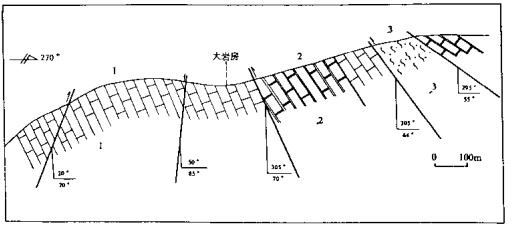



图 10-1　大岩房 $D_{24}LL_{19}$含铜灰岩剖面图

1—灰岩；2—大理岩；3—褐铁矿化含铜破碎带

0.67%。在 $D_{24}LD_1$ 老硐及地表共采样 4 件，金品位 4.66g/t，平均品位 2.37g/t；含银最高品位 105.95g/t，平均品位 74.19g/t；铜品位最高 2.62%，平均 1.4%；碲元素也相对富集，Te 品位在 0.15～8.4g/t（表 10-1）。

**表 10-1　大岩房矿石分析结果**

| 编号 | 采样位置 | 样品名称 | Cu (%) | Bi (%) | Te (g/t) | Au (g/t) | Ag (g/t) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $D_{17}$-$H_1$ | 大岩房公路 | 含黄铁矿灰岩 | 0.004 | 0.002 | 0.23 | <0.03 | <1.50 |
| $D_{17}$-$H_2$ | 大岩房公路 | 黄铁矿化灰岩 | 0.003 | 0.002 | 8.4 | <0.03 | <1.50 |
| $D_{17}$-$H_3$ | 大岩房公路 | 蚀变破碎角砾岩 | 0.031 | 0.002 | 0.60 | 0.072 | 1.60 |
| $D_{24}$ $H_1$ | 大岩房公路 $LC_8$ | 含蓝铜矿硅化大理岩 | 0.056 | 0.002 | 0.34 | 0.049 | 2.25 |
| $D_{24}$-$H_2$ | 大岩房公路 $LC_9$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.62 | 0.012 | 0.15 | 0.56 | 11.88 |
| $D_{24}$-$H_3$ | 大岩房公路 $LC_8$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.48 | 0.007 | 0.22 | 0.38 | 23.65 |
| $D_{24}$-$H_4$ | 大岩房 $LC_{10}$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.74 | 0.005 | 0.23 | 0.36 | 21.10 |
| $D_{24}$ $H_5$ | 大岩房 $LC_{10}$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.59 | 0.006 | 0.15 | 0.59 | 15.8 |
| $D_{24}$-$H_6$ | 大岩房 $LC_{10}$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.66 | 0.006 | 0.23 | 0.50 | 17.44 |
| $D_{24}$-$H_7$ | 大岩房 $LC_{10}$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.90 | 0.006 | 0.15 | 2.12 | 68.30 |
| $D_{24}$-$H_8$ | 大岩房公路下 | 含蓝铜矿大理岩 | 1.29 | 0.004 | 2.2 | 4.66 | 105.75 |
| $D_{24}$-$H_9$ | 大岩房 $LC_1$ | 含蓝铜矿大理岩 | 0.96 | 0.003 | 0.60 | 1.68 | 43.30 |
| $D_{24}$-$H_{10}$ | 大岩房 $LC_1$ | 含蓝铜矿大理岩 | 2.62 | 0.003 | 0.38 | 4.23 | 79.20 |

**4. 金鸡台子石英剪切带型金矿**

金鸡台子金矿属脆韧性剪切带型金矿，它主要产在中泥盆统的标水岩组（$D_2b$）含碳质白云石大理岩中，与金花硐同处一条剪切破碎带，含金破碎带金矿厚 15m。矿石为褐黄色

脆韧性破碎金矿石，最高含 Au 品位 20.25g/t，平均品位 10.97g/t，伴生元素主要是 Ag，银可能赋存在金矿的侧部或顶部，银品位可达 300g/t。该矿床经冶金地质调查所工作后，提交金储量 2 吨，经国家储委批准储量为 1 吨，属小型金矿床。

## 二、新发现的碲(铋)金矿点

依据大水沟碲矿床位于大水沟穹状背斜北倾伏端、受变玄武岩层位制约，并受北北东和北北西两组断裂和裂隙控制；矿体由磁黄铁矿脉、斑状碳酸盐岩磁黄铁矿脉及脉带组成；矿石具有块状、网脉状、浸染状、角砾状构造；矿物组合主要为辉碲铋矿、磁黄铁矿、白云石、石英等以及电气石化、白云石化、钠长石化、绢云母化、硅化等蚀变特征为找矿标志，检查了外围磁黄铁矿脉 20 多条，其中发现辉碲铋矿点 2 处；斑状碳酸盐岩磁黄铁矿脉 6 条，其中 2 处有较高的伴生元素异常；Au、Ag、Pb、Zn 矿脉三处；氧化锌 1 处；硫化物表生褐铁矿露头点 4 处。

1. **马杉坡碲矿点**

产于三叠系穹隆核部的粗晶大理岩中。在采铜中见有一条长 1.3m，厚 0.3m 的碲化物石英脉，在石英脉中可见星点状顺脉排列的辉碲铋矿。矿脉产状 30°∠20°；大理岩产状 315°∠18°。矿石的矿物成分主要为辉碲铋矿、石英及白云石，目估辉碲铋矿的含量为 5%左右。在构造破碎带两侧的白云石化、硅化较为发育，形成白云石化条带和硅化条纹。局部可见五角十二面体和八面体的黄铁矿，粒度为 2～5mm。在黄铁矿产出的地段未见辉碲铋矿，在辉碲铋矿存在的部位也没有黄铁矿，它们相距约 5 米，分段产出。岩矿分析结果：Te 0.106%～0.198%，平均 0.152%，Bi 0.178%，Au 0.25g/t，Ag 1.5g/t。

2. **梯子沟银多金属矿化点**

梯子沟银多金属矿化点位于大水沟以南约 3km 处，产于三叠系动力变质带穹隆南倾伏端西侧的张性断裂的下盘次级裂隙中，铁白云石碳酸盐岩脉有三条（图 10-2）。第一条铁白云石碳酸盐岩磁黄铁矿脉，出露长度 20m，厚 1.0m，脉体产状 280°∠60°，同大水沟碲矿脉走向相近。矿脉围岩为变玄武岩，地层产状 205°∠15°，矿脉与围岩为切层关系。铁白云石碳酸盐岩磁黄铁矿主要充填断裂构造，脉体界线波状起伏，具压性追踪剪切特征。矿石矿物主要为磁黄铁矿（占 20%），含少量黄铜矿（占 1%）、黝铜矿等；脉石矿物主要为铁白云石（30%）、电气石（5%～10%）、石英（20%）。三件化学分析样品的分析结果：Au 0.02～0.06g/t，Ag 0.5～1.5g/t，Te 50～$100\times10^{-6}$。

其余两条矿脉与第一条平行排列，铁白云石磁黄铁矿呈团块状产出，宽度 2m，其中电气石以团块状产出，局部电气石含量高达 70%左右，其余矿脉地质特征与之基本相同。

在梯子沟见一条近东西向的破碎带，长 500m，宽 1m，延深 200m，产状为 10°∠68°，其中充填透镜状矿脉。矿石矿物以闪锌矿、方铅矿及黄铁矿为主，见少量黄铜矿、辉铜矿；脉石矿物为绿泥石、绢云母、白云石及石英，具有明显的碎裂岩化。拣块分析：Zn 7.1%～22.6%，平均 12.15%；Pb 3.06%～21.54，平均 8.13%；Cu 0.1%～2.23%，平均 1.01%；Ag 72～1865g/t，平均 844.2g/t；Au 0.16～2.61g/t，平均 1.38g/t；Te 0.9～16.5g/t，平均 8.6g/t；Bi 3.7～16.8g/t，平均 10.25g/t。估算 Ag 储量约 300 吨。该矿点外围还有大杉树、柜子厂等 Pb-Zn 矿化及古采硐群分布，具有较好的找矿前景。

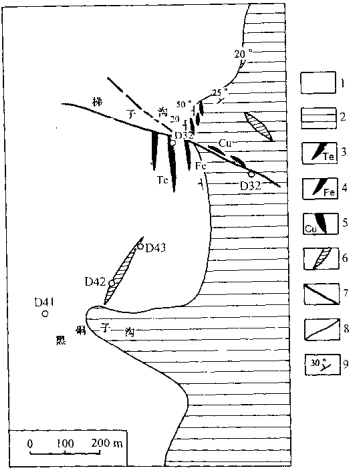



图 10-2 梯子沟银多金属矿点地形地质图

1—变质砂岩；2—大理岩；3—碳酸盐岩脉；4—磁黄铁矿脉；5—方铅矿、黝铜矿脉；6—石英碳酸岩脉；7—张性断裂；8—地质界线；9—地层产状

### 3. 马家沟铁白云石碳酸盐岩磁黄铁矿矿化点

该矿化点位于大水沟西侧，有三个硫铁矿采矿硐，呈行排列（图 10-3）。其脉体产状为 140°∠63°。主要赋存在角闪石绢云母片岩或角闪石片岩切层断裂裂隙中。构造性质都显张性特征，以锯齿状和追踪剪切裂隙形式产出。在采硐中，矿脉出露长度约为 10m，上部为较纯的磁黄铁矿，厚度 0.7m，下部白云石碳酸盐岩脉变窄为 0.2m。矿石矿物以磁黄铁矿为主，有少量黄铁矿；脉石矿物主要为白云石、电气石、石英、白云母等。化学分析结果 Au 0.02～0.1g/t，Ag 0.5～5.5g/t，Te 0.7～2.2g/t，Bi 3.1～38.0g/t。

### 4. 磨菇天磁黄铁矿白云石碳酸盐岩矿化点

该点位于大水沟以东 1km 处，是硫铁矿采场，磁黄铁矿化较强，与白云石碳酸盐岩成互层产出。白云石碳酸盐岩脉有两条，厚度分别为 0.5m 和 0.45m，岩脉产状 255°∠41°和 280°∠50°，其围岩与大水沟硒矿近矿围岩特征基本相同。矿物成分为白云石、石英、电气石等。化验结果含 Te 最高品位为 1.1g/t，平均 0.85g/t；Bi 最高品位 14.9g/t，平均品位

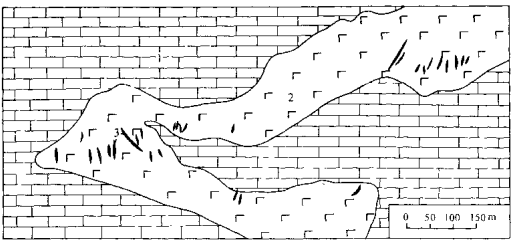



图 10 3　大水沟乌家沟铺矿区地形地质图

1 -大理岩；2—变玄武岩；3- 矿脉和矿化脉

9.7g/t；Au 品位 0.02～0.07g/t，最高为 0.16g/t。

5. 灰棚子铁白云石碳酸盐硫矿化点

位于红旗坝公路下数百米。该处见深 2.5m 的开采硫铁矿老硐三个。黄铁矿体厚 0.3m，碳酸盐脉 0.17m，矿脉产状为 100°∠55°，矿体由磁黄铁矿、黄铁矿及白云石等组成。磁黄铁矿、白云石脉都以透镜状产出，顶部见石英脉透镜体两个，绢云母片岩透镜体一个，石英脉和绢云母片岩无矿化。矿化多产在构造断层面的下部，矿石矿物主要为磁黄铁矿，少量的黄铜矿、黄铁矿、褐铁矿等，脉石矿物主要为石英、电气石等。

6. 庙坪矿化点

本矿化点为一条碳酸盐磁黄铁矿脉。矿石主要为块状碳酸盐及块状硫铁矿型两种，其矿石的矿物成分：白云石含量占 60%～90%，磁黄铁矿 10%～40%，另有少量黄铁矿、黄铜矿。在碳酸盐脉两侧有 4 条磁黄铁矿脉，呈南北走向（100°∠60°，105°∠75°）。该处矿化较强，据分析该点正处在穹隆南倾伏端，很可能找到新的碲铋矿体。

在一采硫铁矿老硐中，仅存褐黄色绢云电气石片岩。分析结果 Bi 含量为 23.8g/t，Te 含量为 0.9～1.0g/t，而金银含量却很低。

7. 干沟矿化点

在大水沟东侧约 400m 处，有 4 条呈雁行式排列的磁黄铁矿脉，其中最大的一条矿脉出露长度约为 30m，平均厚度为 0.8m，在磁黄铁矿脉膨大部位，见一个碳酸盐透镜体。透镜体宽 1.2m，长 4m。矿脉沿破碎带产出，破碎带产状 30°∠80°。矿石分析结果为：Au 0.02g/t，Ag 1.5g/t，Te 0.1g/t，Bi 163g/t。其中铋含量相对较高。

## 三、碲矿找矿标志

根据综合分析，在成矿地质特征、控矿因素与矿化条件及成因的基础上，总结出下述几项找矿标志。

(1) 围岩：在大水沟外围，特别是穹隆体南倾伏端，出露碳酸盐岩（构造-交代重结晶白云石大理岩）夹变基性火山碎屑岩的地区。注意区域上航磁、重力物探及遥感影像显示的底辟（隐伏）花岗岩区，它是寻找同类矿床的目标区。

(2) 构造：发育次级剪切裂隙，追踪引张部位常常是各类热液矿脉充填的空间。

(3) 矿脉：碲脉体（脉）总是与磁黄铁矿脉或白云石脉相伴出现。当两类矿脉同时产出而且受晚期石英脉交切时，注意追踪深部的碲矿脉。

(4) 蚀变：矿脉顶部常出现绢（白）云母“帽”，两侧约一米左右的绢云母化“边”是含矿的磁黄铁矿-白云石脉的标志之一。注意钠长石化是矿化蚀变的产物。

(5) 矿物：判别含矿与非含矿，$f_{Te_2}$ 和 $f_{S_2}$ 的高低是碲化物被含硫碲盐类矿物（辉碲铋矿）代替的必要条件。

除上述标志外，还应加强找矿矿物学研究的内容。据黄铁矿的半导体性质实测结果可知，富 Te 矿体中心黄铁矿为电子导型（N），热～中～热电场，补偿热电动势（mV、活化温度均为 140℃）在－10mV 左右；贫矿体（磁黄铁矿-白云石脉型矿石）为混合导型，热电场由冷～中～热都有出现，范围较宽；补偿热电场，属含金石英脉的特征；块状硫化物（磁黄铁矿脉）中黄铁矿也属电子导型，但补偿热电动势集中在－18mV，热电场只有热的一种（表 10-2）。采用黄铁矿热电系数判断成矿热液流动方向为由下到上的上升溶液。

外围矿点麻杉坡仅测得一件黄铁矿的热电性参数，结果表明与大水沟矿区磁黄铁矿-白云石型矿脉类似。今后须加强系统对比，可取得事半功倍的效果。

## 四、成矿预测及找矿靶区圈定

泸定—冕宁剪切带的动力变形变质作用是一次区域性的热事件，并伴有不同程度的 Te、Au、Ag、Cu 多金属元素的富集。因此，预测大岩房、大湾子、金鸡台子-金花硐、芍药槽-金花硐（芍药槽的六、七、八窖）、马杉坡-金竹林、梯子沟-蒋家屋基、庙坪-黑硐子沟等七个找矿靶区。

1. **大岩房铜、金、银矿靶区**

位于广金坪矿床以南 200 余米处，该处有老硐十余个。矿脉主要产于磨西断裂的东测中泥盆统标水岩组的结晶大理岩中，以脆韧性剪切破碎带中赋矿，矿脉严格受两组剪切破碎断面控制，断面产状 20°∠70°、50°∠85°、305°∠70°、305°∠61°、295°∠55°，破碎带长 300m，宽 8.5m。矿石矿物主要为蓝铜矿、黝铜矿等。经化学分析：Au 最高品位为 4.66g/t，平均品位 2.37g/t；Ag 品位达 105.95g/t，平均品位 74.1g/t；Cu 品位达 2.62g/t，平均 1.14%。概算地质储量：金 21 公斤，银 0.696 吨，铜 1.26 万吨，进一步工作有可能在深部发现盲

矿体。

表 10-2　石棉大水沟 Te（Bi） Au 矿床黄铁矿热电性测试一览表

| 样品编号 | 取样位置 | 导型（N） | 空穴样品数/总测数 | 电子导型热电动势和（mV） | 空穴导型热电动势和（mV） | 热电动势（mv） | 热电系数 α（μV/℃） | 热电场 | 活化温度 C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $LD_1$-5 | 大水沟采铜 1 号 | 电子 | 0/20 | −189.6 | 0 | −9.48 | −67.714 | 中-热 | 140 |
| $LD_1$-6 | 大水沟采铜 1 号 | 电子 | 0/20 | −194.6 | 0 | −9.73 | 69.5 | 中 热 | 140 |
| $LD_1$ 7 | 大水沟采铜 1 号 | 电子 | 0/20 | −224.2 | 0 | −11.21 | −80.071 | 热 | 140 |
| $LD_1$ 8 | 大水沟采 1 号 | 电子 | 0/20 | 223.4 | 0 | 11.17 | 79.786 | 热 | 140 |
| $LD_2$ 1 | 大水沟采 2 号 | 电子 | 0/20 | 192.9 | 0 | 9.645 | −69.893 | 中 热 | 140 |
| $LD_2$ 2 | 大水沟采 2 号 | 电子 | 0/20 | −195.0 | 0 | −9.75 | 69.643 | 中-热 | 140 |
| $LD_2$-3 | 大水沟采 2 号 | 电子 | 0/20 | −206.0 | 0 | −10.3 | −73.571 | 中 热 | 140 |
| $LD_2$-11 | 大水沟采 2 号 | 空穴（P） | 20/20 | 0 | +40.2 | +2.01 | +14.357 | 中-热 | 140 |
| $LD_3$ 1 | 大水沟采 3 号 | 电子 | 0/20 | −190.3 | 0 | −9.515 | −67.964 | 热 | 140 |
| $LD_3$ 2 | 大水沟采 3 号 | 电子 | 0/20 | −361.1 | 0 | −18.055 | −128.964 | 热 | 140 |
| $LD_4$ 6 | 大水沟采 4 号 | 电子 | 0/20 | −318.0 | 0 | −15.9 | −113.5714 | 热 | 140 |
| $LD_4$-10 | 大水沟采 4 号 | 混合型 +N−P（N） | 12/20 | −126.9 | +381.9 | +12.75 | −91.071 | 冷 | 140 |
| $LD_4$ 11 | 大水沟采 4 号 | 混合型（−P+N） | 9/20 | −181.9 | +153.0 | −1.445 | −10.321 | 中 热 | 140 |
| $LD_4$ $H_{11}$ | 大水沟北段 7 号坑 | 电子 | 0/20 | −526.3 | 0 | −28.115 | −200.821 | 热 | 140 |
| ST-$MS_{31}$ | 麻杉坡 | 混合型（+P+N） | 1/20 | −24.32 | 7.3 | 24.32 | −173.714 | 热 | 140 |

2. **大湾子铜、金、银矿靶区**

地处石棉花岗岩与泥盆系大理岩的接触部位，它是脆韧性剪切带的活动部位，也是多金属矿的赋存有利部位。矿石矿化主要为蓝铜矿，经化学分析，其中银在 12.55～21.72g/t，Te 也有矿化显示。矿化出露长约 300m，宽 200m，是寻找铜、金、银的有利部位。

3 **芍药槽铜、金、银多金属矿靶区**

主要产于磨西断裂的泥盆系大理岩中，前人已对芍药槽六分窑、七分窑、八分窑等铜、金矿点评价过，但都没有找到工业矿体。经查证发现，芍药槽铜、金矿含银达几百克吨。分析结果见表 10-3。

横穿区内的剪切带呈南北雁行式分布，北至拱棚子南到八分窑，长 3km，宽 1km 以上，其中有矿化点十余个。所以要搞清矿脉体的分布规律及分布间距，重新评价剪切带的含矿性，了解剪切带中矿脉产出方式和含矿率等。推测在该靶区有可能找到属剪切带型金银矿床。

表 10-3 芍药槽矿化岩石化学分析结果

| 样品编号 | 岩性 | 分析结果 | | |
|---|---|---|---|---|
| | | Cu (%) | Au (g/t) | Ag (g/t) |
| D7-11$_1$ | 含金黝铜矿 | 13.17 | 24.66 | 495.0 |
| D7-H$_2$ | 石英脉黝铜矿 | 11.69 | 22.69 | 424.5 |
| D7 H$_3$ | 黝铜矿灰岩 | 0.35 | 0.49 | 13.60 |
| 平均品位 | | 8.4 | 16.61 | 311.01 |

4. **金鸡台子-金花硐铜、金、银矿靶区**

在上述剪切带以北的团堡山破碎带中。采样分析，Te 品位为 28.7g/t，Au 2.6g/t，Ag 21.73g/t。在该区进一步研究金鸡台子金矿的产出类型和两矿点的延伸，有可能扩大矿床规模和发现新的矿体。

5. **梯子沟-蒋家屋基银多金属找矿靶区**

区内现已发现银矿脉两条，矿脉都赋存在三叠系穹隆体的西向张扭性破碎带中，围岩主要是粗晶大理岩。

第一条矿脉产在梯子沟中，当地老乡正在开采。含矿破碎带出露长度约 450m，平均宽度约 1m 左右。银矿主要赋存在硅化石英细脉中，一般厚度约 0.10～0.4m。其它为绿色的含黄铁矿化糜棱岩，采集四件样品，其分析结果见表 10-4。

表 10-4 梯子沟矿化岩石化学分析结果

| 样品编号 | 岩性 | 分析结果 (%) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Au (g/t) | Ag (g/t) | Te (g/t) | Bi (g/t) | Zn | Pb | Cu |
| D32-H$_1$ | 褐铁矿化糜棱岩 | 0.16 | 72.0 | 0.9 | 3.7 | | | |
| H$_2$ | 硅化石英方铅矿 | 2.61 | 1865.0 | 16.5 | 16.8 | | | |
| H$_{15}$ | 硅化石英方铅矿 | | 685.0 | | | 15.08 | 3.62 | 0.95 |
| H$_{16}$ | 糜棱岩 | | 89.0 | | | 10.21 | 4.33 | 0.76 |
| 平均品位 | | 1.38 | 680.2 | 8.6 | 10.25 | 12.65 | 3.98 | 0.85 |

概算远景储量：Au 62.0kg，Ag 150 吨，Zn 0.57 万吨，Pb 0.36 万吨。

第二条矿脉，在蒋家屋基半坡，矿脉赋存于大理岩层间破碎带中。破碎带长 180m，厚 0.7～1.6m，矿石为硅化石英脉（上部为厚 15～35cm，致密块状矿石），中下部为均匀的浸染状矿石，分析结果示于表 10-5。

概算远景储量：Ag 162 吨，Pb 0.13 万吨，Zn 0.48 万吨。

两条矿脉合计储量：Au 1.0 吨，Ag 312 吨，Zn 0.81 万吨，Pb 0.4 万吨。

在该矿点北部柜子厂附近有古人开采老硐几百个，在大杉树（D8）破碎大理岩中，含银品位 34.95g/t，Pb 1.04%，Zn 1.31～2.81%，所以应该进一步评价。

表 10-5 蒋家屋基半坡矿石分析结果

| 样品编号 | 分析结果 | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Pb (%) | Zn (%) | Cu (%) | Ag (g/t) |
| $H_{31}$ | 3.06 | 7.1 | 0.10 | 9.1 |
| $H_{32}$ | 21.54 | 22.60 | 2.23 | 1510.0 |
| 平均品位 | 9.49 | 12.15 | | 800.5 |

6. **庙坪-黑硐子沟靶区**

根据构造分析，三叠系穹窿的南倾伏端是碲金矿最有利部位。现在地表见五、六条磁黄铁矿脉、石英脉、褐铁矿脉，呈左行雁行式排列。脉群主要赋存在变玄武岩、电气石角闪片岩中，与大水沟碲金矿床基本相同。

黑硐子沟在石英脉与绢云母片岩接触的部位有 10cm 的磁黄铁矿、电气石脉产出。在开采磁黄铁矿的矿堆上找到一块 10cm 的石英脉矿石中见辉碲铋矿。

该靶区应该进一步工作，有可能找到大水沟式碲金矿。

7. **大水沟-马杉坡碲金矿靶区**

该靶区位于大水沟碲金矿床与马杉坡碲金矿点之间，也是动力变质带的复合区段，按照就矿找矿的原则，在该矿床与矿点的穹窿构造轴线上，有可能扩大大水沟碲金矿规模和找到新矿脉。

# 参 考 文 献


[1] 曹荣龙、朱寿华. 浅谈地幔流体与成矿. 矿物岩石地球化学通讯, 1991, (4): 210—212

[2] 曹志敏、骆耀南. 四川石棉县碲(铋)矿床地质特征与物质组分. 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993. 476—478.

[3] 曹志敏、温春齐、李保华. 四川碲化物脉型矿床矿物共生序列与矿石成因. 中国矿物岩石地球化学研究新进展. 欧阳自远主编. 兰州大学出版社, 1994. 257—258.

[4] 曹志敏、温春齐、李保华、骆耀南、付德明、周绍东. 首例独立碲矿床成因探讨. 中国科学(B辑), 1995, 25(6): 647—654.

[5] 陈德潜、陈刚. 实用稀土元素地球化学. 北京: 冶金工业出版社, 1990.

[6] 陈毓川、黄民智、徐珏、胡云中、唐绍华、李朝清、孟今库. 大厂锡矿地质. 北京: 地质出版社, 1993.

[7] 陈毓川、毛景文、周剑雄、银剑钊、杨百川、骆耀南. 四川省石棉县大水沟碲铋金矿床——世界首例以碲为主的独立矿床. 第五届矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993. 437—439.

[8] 陈毓川、银剑钊、周剑雄、杨百川. 四川石棉县大水沟独立碲矿床地质特征. 地质科学, 1994, 29(2): 165—167.

[9] 陈毓川、毛景文等. 桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹. 广西科技出版社, 1995. 393—410.

[10] 陈智梁、陈世瑜. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社, 1987.

[11] 崔艳合、土岭. 石湖金矿床中黄铁矿的成分特征及其成因意义. 岩石矿物学杂志, 1993, 12(4): 371—381.

[12] 丁悌平. 氢氧同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1980

[13] 杜乐天. 地球排气作用. 矿物岩石地球化学通讯, 1994, (4): 210—212.

[14] 杜乐天、王驹、黄树桃. 地球的排逸作用. 矿物岩石地球化学通讯, 1995, (1): 45—47.

[15] 方耀奎、钟德权、张天禄. 河南杨寨峪金矿首次发现金—银碲化物系列. 矿物岩石, 1988, 18(4): 20—26.

[16] 富云莲、罗修泉、张思红、王路通. $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年法的实验技术与一些地质样品年龄的测定. 中国地质科学院地质研究所所刊, 第17号, 1987, 85—107.

[17] 郭立鹤. 矿物分子光谱学研究的一些热点问题. 矿物岩石地球化学通讯, 1996, (1): 61—63.

[18] 何酒威、孙敏芸. 七宝山多金属矿床矿石特征和有用元素研究. 地质与勘探, 1986, (3): 28—36.

[19] 何知礼. 包体矿物学. 北京: 地质出版社, 1982. 75—86.

[20] 黄典豪、王义昌、聂凤军、江秀杰. 黄龙铺碳酸岩脉型铜(铅)矿床的硫、碳、氧同位素组成及成矿物质来源. 地质学报, 1984, 58(3): 252—264.

[21] 姜信顺. 小秦岭杨寨峪金矿床自然金与碲化物共生关系. 金矿地质论文集. 北京: 地质出版社, 1986. 297—300.

[22] 李裕伟. 中国矿产. 北京: 中国建材出版社, 1994. 225—227.

[23] 李荣伦、石岗. 矿物中包裹体气体成分的物理化学参数图解. 地球化学, 1983(2): 126—137.

[24] 李光麟. 实验地球化学. 地质出版社, 1988. 223—227.

[25] 卢焕章、魏家秀等. 包裹体地球化学. 地质出版社, 1990. 674—695.

[26] 黎彤. 化学元素的地球丰度. 地球化学, 1976, (3): 167—174.

[27] 罗镇宽、胡桂明、关康. 银坑山金银矿床金银矿物的研究. 矿物学报, 1985, 5(1): 48—55.

[28] 骆耀南、付德明、周绍东、曹志敏、温春齐、李保华. 四川石棉县大水沟碲矿床地质与成因. 四川地质学报, 1994, 13(2): 100—110.

[29] 骆耀南、曹志敏. 四川发现世界首例独立碲矿床. 中国地质, 1994, (2): 27—28.

[30] 毛景文、陈毓川、杨百川、周剑雄、银剑钊. 四川省石棉县大水沟碲多金属矿床研究获重要进展. 矿床地质, 1994, 13(1): 封底.

[31] 毛景文、陈毓川、杨百川、翁瀛芬、周剑雄. 四川省石棉县大水沟碲矿床中的辉碲铋矿研究. 地质科学, 1995, 30(1): 47—51.

[32] 毛景文、魏家秀、杨百川. 四川省石棉县大水沟碲矿床成因的初步探讨. 矿物岩石地球化学通讯, 1995, (1): 23—24.

[33] 毛景文、陈毓川、周剑雄、杨百川. 四川省石棉县大水沟碲矿床地质、矿物学、岩石学和地球化学. 地球学报, 1995,

2 (3): 276- 290.
[34]毛景文、陈毓川、魏家秀、杨百川、郭峰. 四川省石棉县大水沟碲矿床成矿物质来源的一些证据. 贵金属地质, 1995, 3 (4): 294—300.
[35]乌万钧等译. 金的地球化学及金矿床 (R. W. Boyle 著). 北京: 地质出版社, 1984, 1—22.
[36]饶纪龙. 地球化学中的热力学. 科学出版社, 1977, 139—156.
[37]四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991.
[38]宋守祥. 一个与碱性杂岩有关的金矿床——黄水坪金矿床. 地质与勘探, 1991, 27 (8): 1 8.
[39]宋学信、张景凯. 中国各种成因黄铁矿的微量元素特征. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 1986, (18): 166—175.
[40]孙敏云、韩公亮、何湘威. 湖南浏阳七宝山多金属矿床中的辉碲铋矿. 矿物学报, 1985, 5 (1): 75 ~76.
[41]孙一虹、任湘屏. 柿竹园钨锡铋矿床主要矿石矿物研究. 矿物学报, 1986, 6 (2): 179—187.
[42]沃里弗松、德普日宁. 金属矿床基本类型. 北京: 科学出版社, 1986, 285--286.
[43]涂光炽. 关于火山岩型矿床若干问题的讨论. 中国地质学会第二届全国火山岩会议论文集, 第一集, 地质出版社, 1993, 1—10.
[44]王小春. 康滇地轴石棉—会理段金矿化同位素地质研究. 矿物岩石, 1994, 14 (1): 74—82.
[45]汪建明、宁仁祖、丁皓华、张慧敏、丁桂春. 江苏省溧水硅化带型金—碲矿床的地球化学特征. 矿床地质, 1985, 4 (4): 57—67.
[46]魏家秀. 白象山铁矿流体包裹体、热萃及矿床成因研究. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊. 地质出版社, 1987, (2) 111—128.
[47]魏家秀. 单个包裹体的激光拉曼成分分析. 第五届全国矿床会议论文集, 地质出版社, 1993, 565—567.
[48]吴笑富. 云南及邻区的深部地质构造. 地质学报, 1981, 55 (1), 20—28.
[49]银剑钊、陈毓川、周剑雄、杨百川、张渊、毛景文. 世界首例独立碲矿床的矿物学研究. 矿物岩石地球化学通讯, 1994, (3): 153—155.
[50]银剑钊、周剑雄、杨百川、张渊. 世界首例独立碲矿床: 中国四川石棉县大水沟碲矿床特征. 地学前缘, 1994, 1 (4): 241—243.
[51]银剑钊、陈毓川、周剑雄、杨百川. 世界首例独立碲矿床的成矿年龄. 科学通报, 40 (8): 756— 676.
[52]银剑钊、陈毓川、周剑雄、杨百川. 世界首例独立碲矿床赋矿围岩的原岩恢复. 矿物岩石地球化学通讯. 1995, (2): 114—115.
[53]於崇文等. 热液成矿作用动力学. 中国地质大学出版社, 1993, 190—217.
[54]袁见齐、朱上庆、翟裕生. 矿床学. 北京: 地质出版社, 1984.
[55]张云湘、骆耀南、杨崇喜. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 1988.
[56]张绍崇、李兆麟. 一个值得重视的金矿类型——碲化物型. 贵金属地质, 1994, 3 (1): 59—64.
[57]张理刚等. 焦家式金矿水 岩交换作用——成矿流体氢氧同位素组成研究. 矿床地质, 1994, 13 (3): 193—200.
[58]朱永峰. 地幔的不均一性及地幔流体的形成机制. 矿物岩石地球化学通讯, 1995, (1): 42—44.
[59]Afifi, A. M., Kelly, W. C., adn Essene, E. J., Environments of late Precambrian gold-silver telluride mineralization at Mahd Adh Dhahab, Saudi Arabia (abs.). Geol, Soc. Absiracts with Program, 1984, 16, 426.
[60]Afifi, A. M., kelly, W. C., and Essene, E. J., Phase relations among tellurides, sulfides and oxides; I. Thermochemical data and calculated equilibrium. Econ. Geol., 1988, 8 (3): 377-394.
[61]Afifi, A. M., Kelly, W. C., and Essene E. J., Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; II. Applications to telluride bearing ore deposits. Econ. Geol., 1988, 83: 395—404.
[62]Ahmad, M., Solomon, M., and Walshe, J. L., Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji. Econ. Geol., 1987, 82: 345—370.
[63]Andrushchuk, V. I., Rubatov, N. F., Chernitsyn, V. B., and Kazarinov, L. N., A new gold-tellurium-bismuth mineral association in the Tymyauz ore field. Alad Nauk SSSR Doklady, Earth Sci. Sec., 1988, 185; 110—111.
[64]Barnes, H. L., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition, New York. Holt, 1979, 180—203.
[65]Bortnikov, N. S., Kramer K. H., Genkin, A. D., Krapiva, L. Ya., and Cruz, M. S., Paragenesis of gold and

silver tellurides in the Fiorencia deposit . Cuba. Inter. Geol. Rev. , 1988, 30: 74—91.

[66] Bottinga, Y. , Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide. Earth Planet. Sci. Lett. 1-969, 5: 301—306.

[67] Bowers, T. S. , and Helgeson, H. C. , Caculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $H_2O$—$CO_2$- NaCl on phase relations in geologic systems; metamorphic equilibria at high pressures and temperatures . Am. Mineral. 1983, 68: 1059—1075.

[68] Cao Zhimin, Luo Yaonan, Wen Chunqi and Li Baohua, A genetic discussion of the first independent tellurium deposit. Science in China (Series B), 1995, 38 (11): 1370 1378.

[69] Collins, P. L. F. , Gas hydrates in $CO_2$ -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol. 1979, 74. (6): 1435—1444.

[70] Chen Yuchuan, Yin Jianzhao, Zhou Jianxiong and Yang Baichuan, The first independent tellurium ore deposit in Dashuigou, Shimian county, Sichuan province, China. Scientia Geologica Sinica, 1994, 3 (1): 109—113.

[71] Chen Yuchuan, Mao Jingwen, Zhou Jianxiong and Yin Jianzhou. Preliminary study on the Dashuigou tellurium deposit , Sichuan, China—the first independent tellurium deposit in the world. In: Abstracts of the 9th Symposium of IAGOD, 1994, 2: 451—453.

[72] Clayton, R. N. , O'Neil, J. R. , and Mayeda, T K. , Oxygen isotope exchange between quartz and water. Jour. Geophys. Res. , 1972, 77: 3057—3067.

[73] Davision, C. F. , On the cobalt neekel ratio in ore deposits. Mining Mag. , 1962, 106: 78 - 85.

[74] Dike, N. A. , and Hutchison, R. W. , Geological relationships between massive sulfides bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences, 1979, 11 (1): 53 -69.

[75] Doe, B. R. , and Stacey, J. S. The application of lead isotopes to the problems of the ore genesis and ore prospect evolution; A Review. Econ. Geol. , 1974, 69 (6) .

[76] Doe, B. R. , and Zartman, R. E. , Plumbotectonics of the Phanejoic. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition, 1979, 22—26.

[77] Faure, G. , Principles of isotope geology , 2nd ed. New York, Wiley and Sons, 497—507.

[78] Hall, D. T. , and Bodnar , R. J. , Freezing point depression of NaCl—KCl—$H_2O$ solutions, Econ. Geol. , 1988, 87: 197—202.

[79] Hollister, L. S. , and Crouford, M. L. , Short couse in fluid in clusions; applications to petrology. Mineralogical Association of Canada, 1981, 312—320.

[80] Jackson, C. T. , Description of bismuthic tellurium of tetradymite from the gold mine of Whitehall, Va. Am As. Pr, 1815, 4: 324—325.

[81] Jiaxiu Wei, Study of compostions of single—inclusion analysed by Taser Ranan microprobe and evolution of ore—forming fluid in Zijinshan copper—gold deposit . China PACKOFI, W. Abstracts, 1996.

[82] Kajiware, Y. S. , some limitations on the physico- chemical environent of deposition of the kurodo ore. Volcanism and ore Genesis, 1970. 367—380.

[83] Leake, B. E. , Nomenclature of amphiboles; Amer. Mineral. , 1978, 63: 1023—1053.

[84] Mao Jingwen, Chen Yuchuan, and Wang Pingan. Geology and geochemusty of the Dashuigou deposit, Western Sichuan, China. International Geology Review, 1995, 37: 526-546.

[85] Mao Jingwen, Chen Yuchuan, and Wei Jinxiu. The Dashuigou tellurium deposit in West Sichuan, China. 1995. 149 - 152. In: Jan Pasava, Bohan Kribek & Karel Zak (editors), Mineral Deposits; from Their Origin to Their Environmental impacts. A. A. Balkema/Rookfield.

[86] Marayama, S. , Plume tectonics. Jour. Geol. Soc. Japan. 1994, 100 (1): 24—49.

[87] Ohmoto, H. , Stable isotope geochemistry of ore deposits; Reviews in Mineralogy, 1986, 16: 491—559.

[88] O' Neil, J. R. , Clayton, R. N. , and Mayeda, T. K. , Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates; Jour. Chem. Phys. 1969, 51: 5547—5558.

[89] Pauling, L. , The formula, structure, and chemical bonding of tetradymite, $Bi_4Te_{13}S_2$, and the phase $Bi_4Te_{15}$

Sc. Am. Mineral. 1975, 60 (11—12): 994—997.

[90] Potter, R. W., Clynne M. A., and Brown D. L., Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions: Econ. Geol. 1978, 73: 284—285.

[91] Ren Yingchen, Tellurobismuthinitides from Pangushan, China Geochimistry, 1986, 5 (1), 76—79.

[92] Roedder, E., Fluid Inclusions Reviews in Mineralogy, 1984, 12, 25—36.

[93] Ross, T., Sherlock et al., Origin of the Mckaughlin Mine sheeted vein complex: Metal zoning, Fluid inclusion, and Isotopic evidence, Econ. Geol., 1995, 90: 2156—2181

[94] Sarkar SC, Deb M., Tetradymite and wethrlite from Singbhium copper- belt, India. Mineral. Mag. 1986, 37: 423—425.

[95] Shannon, E. V., Tetradymite from the Hailey quadrandle, Idaho. Am. mnreal. 1925, 10 (8): 198—199.

[96] Shepherd, T. J., et al., A practical guide to fluid inclusions studies, Blackie, London, 1985, 239.

[97] Sheppard, S. M. F., Characterization and isotopic variations in natural waters. Rev. mineral. 1986, 16: 165—183.

[98] Short, M. N., Henderson, E. P., Tetradymite from Hachita, New Mexico. Am. mineral. 1926, 11 (11): 316—317.

[99] Spooner, E. T. C., Combined gas and in chromatigraphic nalysis of fluid inclusions: Applications to Archean granite pegmatite and gold—quartz vein fluids, Geochemnics et Cosmochemica Acta, 1994, 58, (3): 1101—1118.

[100] So Chil Sup, Dunchenko Vitaly Ya., Yun Seong Taek, Choi Maeng Gyu, and Shelton Kevin L., Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization, Prasolovskoye, Kunashir Island, Kuril Island Arc, Econ. Geol. 1995, 90: 105—117.

[101] Tesfaye, G., Ore-microscopic and geochemical characteristics of gold-tellurides-sulfide mineralization in the Macassa Gold Mine, Abitibi Belt, Canada. Mineral. Deposita, 1992, 27, 66—71.

[102] Thompson, T. B., Trippel, A. D., and Dwelley, P. C., Mineralized veins and breccias of the Cirpple Creek district, Colorado. Econ. Geol., 1985, 80: 1669—1688.

[103] Watanabe, M., Tetradymite from the Kinkei mine. Japanese Assoc. Mineral. 1993, 10 (5), 232—236.

[104] Webb, R. W., Tetradymite from Inyo Mountains, Calif. Am. Mineral. 1935, 20 (5), 399—400.

[105] Yin Jianzhao, Zhou Jianxiong, Mao Jingwen, Yang Baichuan and Zhang Yuan, Rocking forming minerals and ore forming minerals of Dashuigou tellurium ore deposit, unique in the world-A preliminary study. Sci. Geol. Sinica, 1994, 3 (2): 197—210.

[106] Zartman, R. E., Doe, B. R., Plumbotectonics—The model, Tectonophysics, 1981, 75: 135—162.

## 图版及图版说明

**图版 Ⅲ**

1. 方解石中菱面体负晶形的气液包裹体($V=5\%$)
2. 石英中假次生包裹体(气相因含 $CO_2$ 呈黑色,略呈椭圆形,$V=10\%$)
3. 白云石中长管状气液包裹体($V=8\%$)
4. 石英中似纺锤形的气体包裹体($V=80\%$)
5. 方解石中菱面体负晶形的气体包裹体(气相拉长呈椭圆,$V=60\%$)
6. 垂直石英 C 轴截面的、呈六边形负晶形的气体包裹体($V=65\%$)和气液包裹体($V=20\%$)
7. 方解石中含 NaCl 子矿物的多相包裹体
8. 石英中含 KCl 和 NaCl 子矿物的多相包裹体 $V=10\%$)
9. 石英中 KCl+NaCl 子矿物包裹体与含 NaCl 子矿物多相包裹体共存
10. 石英中具生长层气液包裹体
11. 石英中气体包裹体与不同 $V\%$的气液包裹体共存
12. 石英中气体包裹体与不同 $V\%$的气液包裹体共存
13. 白云石中与裂隙微裂隙平行和孤立生长的小气泡气液包裹体与单一液相包裹体共存

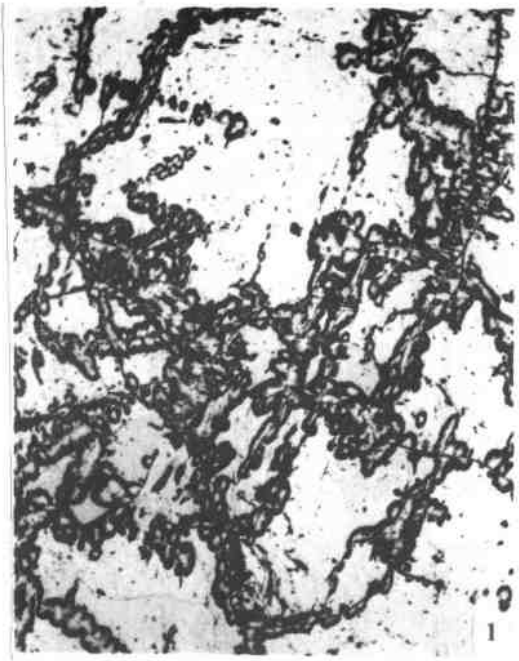
**图版 Ⅳ**

1. 石英中具似负晶形的气体包裹体(气相呈椭圆状,$V=80\%$)
2. 石英中近六边形和长方形的原生气液包裹体
3. 白云石中气相呈黑环状(含 $CO_2$)的气液包裹体($V=10\%$)
4. 白云石中不规则状(似折断一翅的蝴蝶)的次生包裹体
5. 石英中含 NaCl 子矿物的气液包裹体($V=25\%$)
6. 方解石中(含 $Lco_2$)多相包裹体($V=60\%$)与方形、长方形气体包裹体共存
7. 石英中垂直 C 轴的负晶形气体包裹体($V=80\%$)
8. 方解石中含不同 $V\%$的气液包裹体群
9. 石英中具有微裂纹的气液包裹体
10. 石英中"卡勃子"流体包裹体
11. 石英中气相含 $CO_2$(呈黑色)气液包裹体、气体包裹体与不同 $V\%$的气液包裹体共存
12. 石英中愈合裂隙中成排产出的气液包裹体
13. 方解石中沿晶带生长的和孤立(方形)的原生包裹体

**图版 Ⅴ**

1. 石英中叶片状气液包裹体($V=10\%$)
2. 白云石中小气泡的气液包裹体
3. 白云石中含多相包裹体
4. 石英中气体包裹体($V=95\%$)
5. 白云石中小气泡的气液包裹体与单一液相包裹体
6. 石英中含 NaCl+KCl 子矿物的多相包裹体、气体包裹体及气液包裹体
7. 方解石中含 NaCl 子矿物(?)的多相包裹体
8. 白云石中 NaCl+KCl 子矿物的多相包裹体
9. 白云石中含不同 $V\%$的气液包裹体
10. 方解石中 $Lco_2$ 多相包裹体、气体包裹体与不同 $V\%$的气液包裹体共存

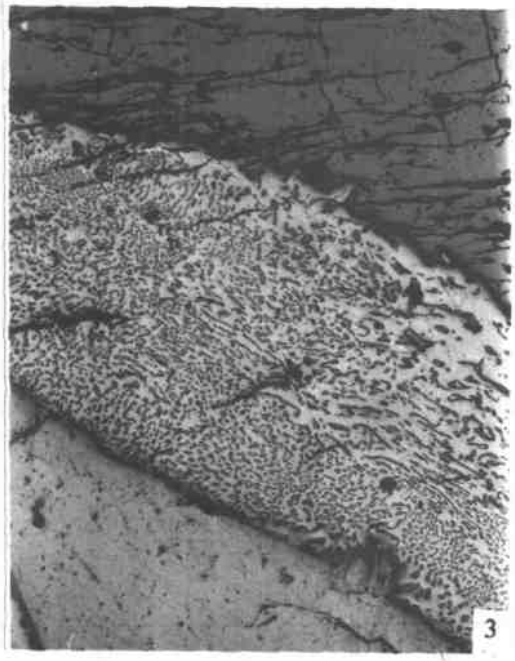
图版 I



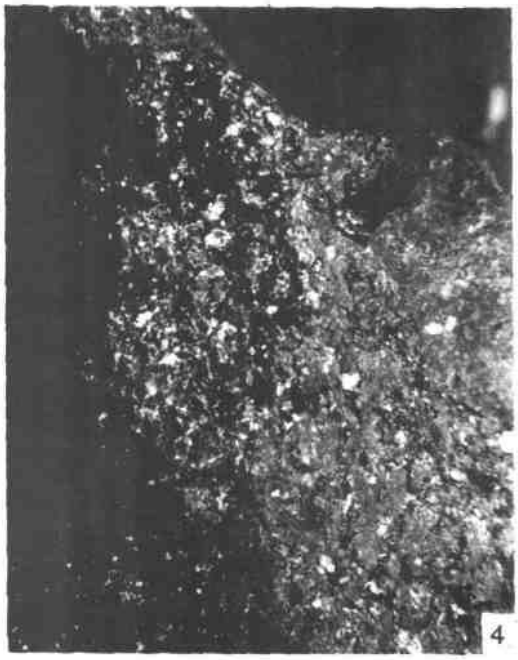
1




2



3



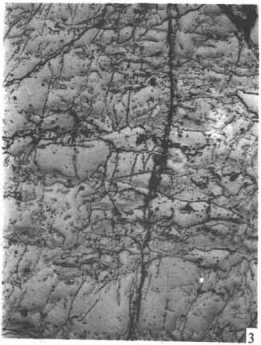
4

1. (—) ×100，在磁黄铁矿中，胶状黄铁矿及微晶黄铁矿集合体沿裂隙分布
2. 块状辉碲铋矿集合体
3. (—) ×100，由磁黄铁矿与楚碲铋矿组成的文象构造（中），灰色为辉碲铋矿集合体，深灰色为磁黄铁矿集合体
4. 大片状辉碲铋矿堆积





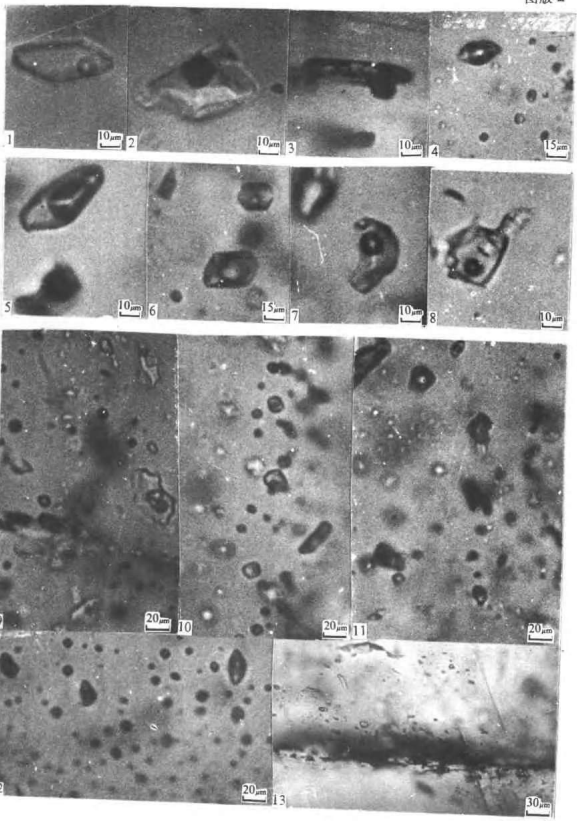


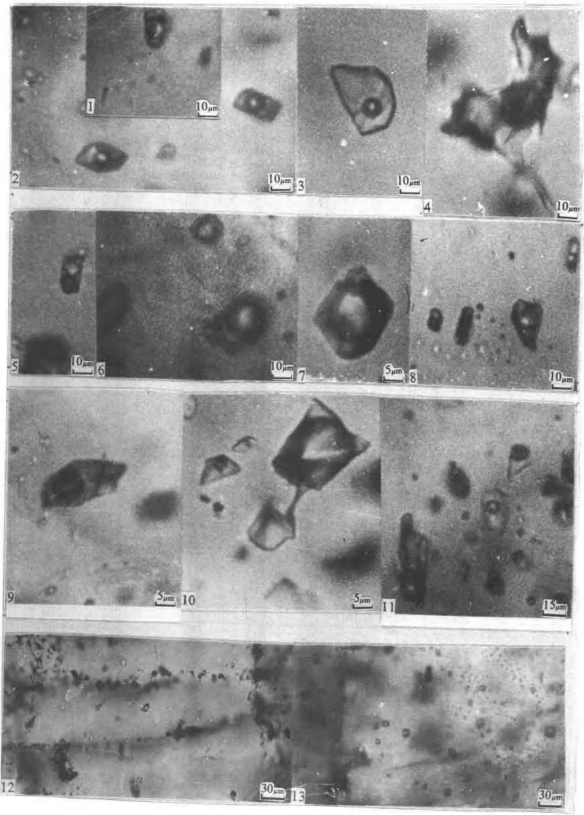


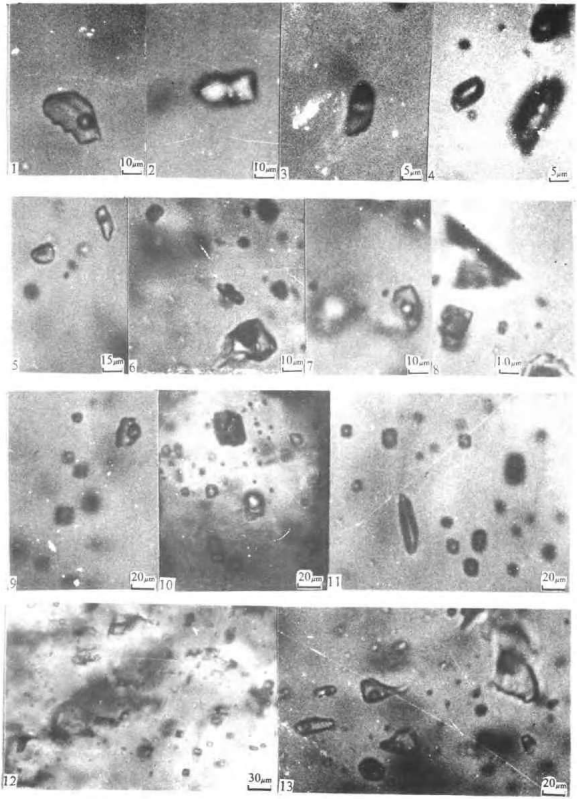




1. (一) ×40，楚碲铋矿（灰色）、辉碲铋矿（白色）、磁黄铁矿（深灰色）和白云石（黑色）集合体
2. (一) ×40，自形黄铁矿（灰色）斑晶与相嵌的磁黄铁矿（深灰色）
3. (一) ×40，磁黄铁矿集合体
4. (一) ×40，波状消光的磁黄铁矿集合体


1
10μm
2
10μm
3
10μm
4
15μm
5
10μm
6
15μm
7
10μm
8
10μm
9
20μm
10
20μm
11
20μm
12
20μm
13
30μm


1
10μm
2
10μm
3
10μm
4
10μm
5
10μm
6
10μm
7
5μm
8
10μm
9
5μm
10
5μm
11
15μm
12
30μm
13
30μm


1
10μm
2
10μm
3
5μm
4
5μm
5
15μm
6
10μm
7
10μm
8
10μm
9
20μm
10
20μm
11
20μm
12
30μm
13
20μm

# GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE DASHUIGOU TELLURIUM (GOLD) DEPOSIT IN WESTERN SICHUAN, CHINA

CHEN YUCHUAN MAO JINGWEN LUO YAONAN
WEI JIAXIU CAO ZHIMIN YIN JIANZHAO ZHOU JIANXIONG
YANG BAICHUAN

# Geology and Geochemistry of the Dashuigou Tellurium (Gold) Deposit, Western Sichuan, China*

Chen Yuchuan Mao Jingwen Wei Jiaxiu

*(Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)*

Luo Yaonan

*(Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610083, China)*

Cao Zhimin

*(Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059, China)*

**Abstract**

The Dashuigou tellurium deposit, located on the western margin of the Yangtze platform, is unique. The deposit is hosted by Triassic metabasalt 50 to 80 meters thick. The orebodies occur as a group of NNE-striking parallel veins. Mineralization developed in three stages: Stage I—pyrrhotite-pyrite, Stage II—tetradymite, and Stage III—chalcopyrite-pyrite. Stage II is the principal tellurium mineralization stage and the tellurium-bearing minerals are mainly tetradymite, tsumoite, tellurbismuth, joseite, calaverite, sturlzite, and native tellurium. The general ore grade of the tellurium in Stage II ranges from 0.2 to 5 wt%, and it reaches 15 to 25 wt% for the massive ores. The dominant gangue minerals are calcite and dolomite, with minor biotite, muscovite, albite, quartz, and chlorite.

Fluid-inclusion studies of calcite, dolomite, and quartz from Stages I, II, and III yield homogenization temperatures of 356° to 260° C (mean = 320° C), 295° to 198° C (mean = 240°), and 235° to 152° C (mean = 170° C), respectively. Salinities of primary fluid inclusions in all three stages are 1.5 to 5.8 wt% NaCl equivalent, 9 to 15.2 wt% NaCl equivalent, and 2.8 to 3.0 wt% NaCl equivalent, respectively.

Isotopic studies show that $\delta^{34}$S values of sulfides range from −2.2 to +2.8 per mil. $\delta^{13}$C values of calcites and dolomites in the ore veins range from −5.3 to −7.42 per mil, and $\delta^{18}$O values range from +10.9 to +13.1 per mil, which are quite different from the $\delta^{13}$C values of +1.0 to +2.8 per mil and $\delta^{18}$O values of +16.8 to +28.5 per mil for the calcites from the Triassic carbonates in the deposit. The $\delta$D and $\delta^{18}$O values of muscovite and quartz were measured to be −61 to −54 per mil and +9.9 to +13.0 per mil, respectively. Values of $\delta^{18}O_{water}$ computed from fluid-inclusion trapping temperatures are +3.9 and +7 per mil.

A date of 93 Ma was obtained through measurement of muscovite from the No. 12 ore vein. Sulfur-, oxygen-, carbon-, and hydrogen-isotope data indicate that the ore-forming substances of the Dashuigou tellurium deposit were derived from deep-seated sources, and the mineralizations probably are associated with Late Mesozoic alkaline or alkaline granitic magmatism. The estimated sulfur fugacities ($f_{S_2}$) are $10^{-16.7}$ for Stage I and $10^{-15}$ to $10^{11.5}$ for Stage II, whereas the tellurium fugacities ($f_{Te_2}$) are $10^{-15}$ to $10^{-13}$ and $10^{-11.2}$ to $10^{-10.5}$, respectively.

## Introduction

The Dashuigou tellurium deposit is located in Shimian County in western Sichuan Province, at 29° 10′17″ N. Lat. and 102° 11′06″ E. Long. It is a mountainous area, ranging in elevation from 1200 to 4000 meters. The deposit is 30 km west of the Shimian county town, and is accessible by road, which makes transport convenient. Before the deposit was confirmed, local peasants had mined sulfur there for more than a decade. At that time, tellurium-rich ore was discarded as waste. At the end of 1991, analysis by Ye Zhengming indicated that the tellurium and bismuth contents of the waste material were quite high. Dashigou then was determined to be a tellurium-dominated deposit as a result of further study by Yang Baichuan (Chen Yuchuan et al., 1993), and reserves of

* This brief has been published in International Geology Review, 1995, Vol. 37, No. 6, pp. 526 - 546.

tellurium metal in a small part of the deposit now have been assessed at 1000 tons.

Tellurium is a dispersed element, with a clarke of 0.0006 ppm, 0.001 ppm, 0.52 ppm, and 0.16 ppm for crust, upper mantle, lower mantle, core, and earth, respectively (Li Tong, 1976). Tellurium usually is dispersed and rarely forms its own independent deposits. After the Dashuigou tellurium deposit was reported (Cao Zhimin and Luo Yaonan, 1993; Chen Yuchuan et al., 1993), many studies on the deposit have been performed. During this period, gold also was confirmed to be one of the ore-forming elements (Luo Yaonan et al., 1994). Studies of the ores show that gold, silver, and selenium can be recovered as byproducts (Mao Jingwen et al., 1995b). Yin Jianzhao and Zhou Jianxong (1994) provided a preliminary description of the major ore minerals and gangue minerals from the mine. The physicochemical characteristics and sulfur-isotopic measurements for tetradymite, a predominant ore-forming mineral, were provided by Mao Jingwen et al. (1995a).

With regard to the genesis of the Dashuigou tellurium deposit, Mao Jingwen et al. (1994) proposed that the mineralization is associated with magmatism, as a result of their studies of the sulfur isotopes of tetradymite and pyrrhotite. On the basis of further study, Luo Yaonan et al. (1994) suggested that the tellurium deposit is related to Early Yanshanian granitic magmatism. Yin Jianzhao and Zhou Jianxong (1994) observed that the deposit is a sedimentary-reworked type one; i.e., tellurium and other ore-forming elements, originally enriched in the host rock, were mobilized during Yanshanian tectonic movements and then were deposited in fissures. Mao Jingwen et al. (1995b) speculated that Yanshanian alkaline magmatism possibly is responsible for the tellurium mineralization.

This paper describes the geology, mineralogy, geochemistry, fluid inclusions, and isotopes of the tellurium deposit in detail. It then attempts to ascertain the physicochemical conditions of its formation and proposes a metallogenic model.

## Regional Geologic Setting

The Dashuigou tellurium deposit is located in the middle part of the Lading-Mianning regional ductile shear belt on the western margin of the Yangtze platform. The basement of the western Yangtze platform is a Precambrian metamorphic complex, consisting of Early Proterozoic amphibolites and hornblende-plagioclase gneisses, Middle Proterozoic low-grade greenschists, and Sinian continental volcanic rocks, coarse-grained clastic rocks, and carbonate rocks and evaporites. In the western marginal region, the Upper Ordovician, Devonian, Carboniferous and Lower–Middle Triassic sequences are mostly absent. But the stratigraphic sequence in the Shimian depression in the northern part of the platform is relatively continuous and consists of continental clastic rocks and carbonates (Bureau of Geology, 1974). Permian continental basalt (the E'meishan basalt) occurs extensively in the western marginal region of the Yangtze platform, covering an area of around 300,000 km$^2$ with an average thickness of 2,149 meters (Zhang Yunxiang et al., 1988; Liu Zhaoji et al., 1986). Because the Shimian district lies on the northern margin of the eruptive region, the basalt there ranges from 0 to 300 meters deep (Bureau of Geology, 1974).

The Pre-Triassic regional structures are characterized by NE-trending faults accompanied by multiphase magmatic intrusions and eruptions, including Late Proterozoic granitoids associated with tungsten-tin deposits and Hercynian mafic-ultramafic rocks associated with vanadic and titanic-magnetite deposits (Shen Su and Jing Mingxia, 1986). A group of extensional NNE-striking faults and compressional-ductile shears originated during Indosinian-Yanshanian tecto-movement starting at the end of the Triassic Period, accompanied by intrusions of granitic and syenitic magmas (Shen Su and Jing Mingxia, 1986).

## Geology of the Deposit

### *Geologic setting*

The Precambrian basement and the Devonian, Permian, and Triassic covers crop out in the vicinity of the Dashuigou tellurium deposit. The cover rocks have been transformed into sandy slate, phyllite, schist, and marble as a result of regional metamorphism. Four magmatic episodes have been recognized—i.e., Hercynian mafic rocks, Permian basalt, Triassic mafic metavolcanic rocks, and Yanshanian

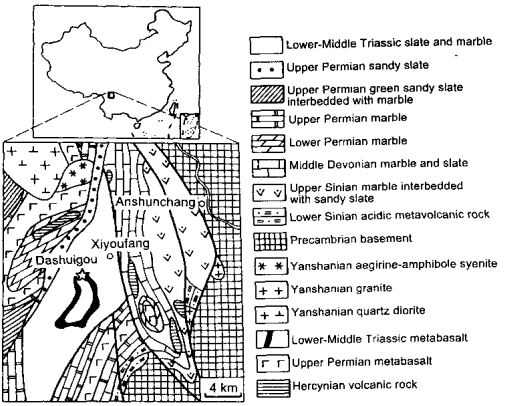



FIG. 1. Regional geological map of the Wanbahe area (modified after Luo Yaonan et al., 1994). The five-pointed star represents the location of the Dashuigou tellurium deposit.

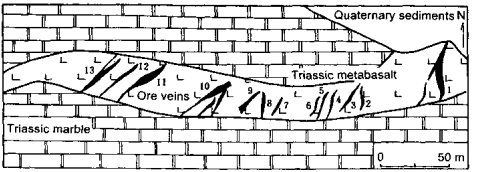



FIG. 2. Sketch map of the Dashuigou tellurium deposit.

quartz diorite, granite, and aegirine-amphibole syenite. The main structural element in the Dashuigou area is the Wanbahe dome, consisting of Triassic slate interbedded with marble and the NNE and NNW sets of faults that cut through it. The Triassic mafic metavolcanic rocks cropping out as a circle in the Wanbahe dome are intercalated between thick-layered massive marbles, and are characterized by high enrichments in bismuth and tellurium. The Dashuigou tellurium deposit lies on the northern side of the basalt (Fig. 1).

The only rocks that crop out in the vicinity of the Dashuigou tellurium deposit are Triassic

marble and metabasalt (Fig. 2). The marble is composed of thick-layered white units alternating with dark- and white-striped layers. The actual host rock for tellurium mineralization—the metabasalt—is 50 to 80 meters thick and is intercalated between marbles (Fig. 2). A layer of fine-grained lava breccia occurs at the base in contact with the marble. The metabasalt shows marked layering, indicative of polycyclic eruptions, and is both vesicular and amygdaloidal. Because of the regional metamorphism, actinolite, chlorite, clinozoisite, ilmenite, and hematite are developed in the metabasalt and have an oriented fabric. Large crystals of biotite are developed along some interlayers. Chemical analysis indicates that the metabasalt contains $SiO_2$ = 46.09 wt% and $Na_2O$ = 2.17 wt% on average, with $K_2O/Na_2O$ ratios ranging from 0.04 to 0.18, and is enriched in cobalt, nickel, chromium, scandium, vanadium, copper, and strontium. Chondrite-normalized REE patterns exhibit a correctly inclined shape without a europium anomaly.

*Ore veins*

The 13 ore veins discovered thus far in the Dashuigou tellurium deposit occur in the metabasalt, filling NE-striking fractures. Once the ore veins reach the interface between the volcanic rocks and the marble, they disappear immediately (Fig. 2).

Tellurium ore veins (Fig. 2) strike between N5°E and N30°E, roughly parallel to one another, and dip at angles of 50° to 75° to the west. The main ore veins frequently have several branches at their right sides, which show an inverse λ-like shape.

Mineralization of the Dashuigou tellurium deposit is recognized to have occurred in three stages: pyrrhotite-pyrite (Stage I), tetradymite (Stage II), and pyrite-chalcopyrite (Stage III). Stage-I mineralization is the most widely distributed in the deposit, accounting for the major parts of the 13 ore veins. The dominant ore minerals are pyrrhotite and pyrite. The pyrite occurs as enormous cubic and pyritohedral crystals ranging from 1 to 10 cm in diameter, embedded in medium- to coarse-grained pyrrhotite aggregates. Networks of gel-like pyrite and fine-grained pyrite are developed along the fractures in pyrrhotite crystals (Fig. 3A). Interstitial chalcopyrite and native gold fill openings among pyrrhotite and pyrite crystals and transect pyrrhotite and pyrite along the fractures. The major metallic minerals crystallized in the sequence—pyrrhotite, megacrystal pyrite, gel-like pyrite, chalcopyrite, and native gold. Gangue minerals of Stage I—dolomite, biotite, actinolite, chlorite, oligoclase, tourmaline, and quartz—generally exhibit massive structures.

Stage-II ores are composed mainly of tetradymite with minor tsumoite, joseite, tellurbismuth, native tellurium, native gold, stuetzite, native bismuth, pyrrhotite, chalcopyrite, and sphalerite. The dominant gangue minerals are dolomite and calcite, with minor albite, muscovite, and quartz. In a few ore veins, such as a branch of the No. 12 ore vein, the muscovite content can reach 20 to 40 wt%. Radial spherical muscovite aggregates, and nested-radial tourmaline aggregates in diameters ranging from 2 to 10 cm, can be seen in the No. 12 main ore vein and its branches. Stage II is the predominant tellurium mineralization stage in the deposit. The tellurium ore types in the stage comprise massive ore, which consists almost entirely of large crystals of tetradymite (Fig. 3B), and disseminated ores consisting of pyrrhotite-dolomite aggregates with interstitial disseminated tetradymite, tsumoite, and other metallic minerals or dolomite aggregates, as well as interstitial disseminated tetradymite and other tellurium-bearing minerals.

Stage-II ore veins are developed spatially in newly opened fractures along the pyrrhotite-pyrite ore veins. Generally speaking, most ore veins of Stage II penetrate into both sides of Stage-I ore veins (Fig. 4) or cut through the pyrrhotite-pyrite ore and contain enclaves of the latter (Fig. 3C). Because Stage-I mineralization is controlled by tension fractures, both breccia ores and host rock breccias in ore veins occur frequently. A group of compressional-shearing fractures is responsible for Stage-II mineralization. The tellurium ore veins occur not only at one side or both sides of Stage-I ore veins, but also in a series of massive tellurium ore lenses, which are more than 10 meters long, several meters thick, and right-laterally arranged in the ore veins.

Graphic structure (Fig. 3D), consisting of pyrrhotite, tetradymite, and other tellurides, is developed extensively along the contact zones between the ores of the two stages, where

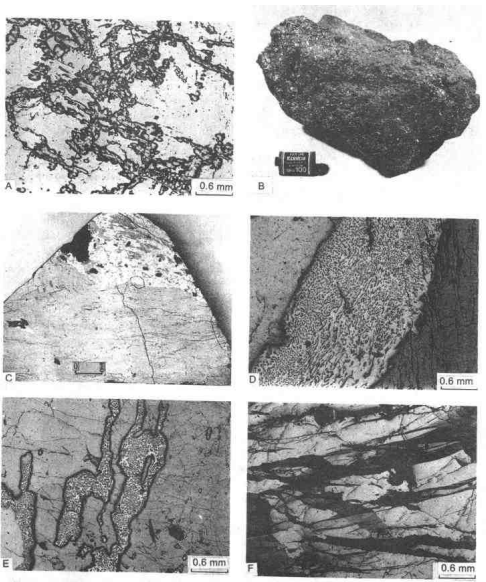



FIG. 3. Photomicrographs at the Dashuigou tellurium deposit, all taken in plane-polarized light. A. Net-like pyrite aggregate along fissures in the pyrrhotite crystals. B. Pure massive tetradymite ore. C. Telluride ore (white) cutting through pyrrhotite (grey). D. Graphic structure consisting of worm-like pyrrhotites and tellurides (dark grey) and tetradymites (grey). E. Thread-like telluride veins in pyrrhotite ore (grey). F. Pyrrhotites showing wavy extinction structure.

the early-stage pyrrhotite and chalcopyrite assemblages are strongly altered by the late-stage hydrothermal solution. Complicated metallic mineral assemblages—including tetradymite, tsumoite, tellurbismuth, joscite, calaverite, stuetzite, and native tellurium—occur between the contact zones, and are replaced by almost pure tetradymite aggregates away from

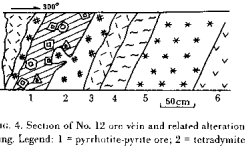



FIG. 4. Section of No. 12 ore vein and related alteration zoning. Legend: 1 = pyrrhotite-pyrite ore; 2 = tetradymite ore; 3 – quartz-feldspar-muscovite rock; 4 – quartz-sericite-chlorite rock; 5 – quartz-chlorite-actinolite rock; 6 – metabasalt.

the contact zones. Tellurium mineralization is developed as thread-like networks in the pyrrhotite-pyrite ores (Fig. 3E) at the other side away from the zones.

Stage-III mineralization occurs as veinlets and thread-like stockworks composed of pyrite, chalcopyrite, and quartz, which are superimposed either on the two ores of Stages I and II or on the surrounding metabasalts. Stage III is characterized by copper and gold mineralization, and their gold grade ranges from 3 to 15 g/t (Mao Jingwen et al., 1994).

The last mineralization is represented by auriferous quartz veins that are randomly distributed near the ore veins. Luo Yaonan et al. (1994) indicated that the gold content ranges from 0.004 to 21.38 g/t, and that the tellurium content ranges from 0.04 to 0.89 g/t.

*Alterations*

Wallrock alteration around both pyrrhotite-pyrite ore veins and tetradymite veins is remarkable, and frequently zoned. Alteration around Stage-I ore veins is characterized by intense biotitization. The alteration is zoned outward from the veins as follows: (1) coarse-grained biotite (5 to 10 cm wide), dominated by large-sheet biotite with interstitial fine-grained quartz, calcite, and minor ilmenite, apatite, pyrite, and sphalerite; (2) coarse-grained actinolite-calcite-epidote, in which actinolite 8 to 15 mm long forms a framework, with interstitial calcite, epidote, plagioclase, biotite, and clinozoisite, and opaque minerals of ilmenite, pyrrhotite, and chalcopyrite; (3) fine-grained biotite-feldspar, composed mainly of fine-grained biotite, quartz, calcite, plagioclase, muscovite, ilmenite, and minor pyrite; (4) quartz-biotite-actinolite, in which fine-grained quartz, biotite, and chlorite occur as interstitial minerals among actinolite; and (5) chlorite-actinolite of the metabasalt. It should be emphasized that the second alteration zone in the zoning occurs sporadically.

Alteration around Stage-II ore veins is characterized by a large amount of muscovite and sericite. Alteration zones, from the veins outward, are: (1) fine-grained calcite-muscovite dominated by muscovite and calcite, with minor quartz, tourmaline, fluorite, hematite, and pyrite; (2) quartz-sericite-calcite, mainly composed of calcite, with some quartz, sericite, and chlorite, as well as opaque hematite; (3) calcite-quartz-chlorite, composed mainly of chlorite, with minor sericite, quartz, calcite, and opaque hematite, chalcopyrite, and pyrite; and (4) metabasalt.

In addition, albite-quartz sericitization clearly occurs beside some small veins, such as pyrite-chalcopyrite-quartz ore veins and pyrite-pyrrhotite-bearing quartz-tourmaline veins. Large crystals of actinolite are distributed around the quartz stockwork, regardless of whether they are auriferous.

*Mineralogy of vein systems*

Thirty-three kinds of metallic and gangue minerals have been identified from the Dashuigou tellurium deposit, in three paragenetic stages (Fig. 5).

*Pyrite.* The stoichiometric composition of normative pyrite is Fe 46.55 and S 53.45 wt%. Pyrite in the Dashuigou tellurium deposit has an average composition of Fe 48.24 and S 51.73 wt%. It can be seen clearly that its sulfur content is lower than the normative stoichiometric composition of pyrite. Pyrite in the Dashuigou deposit is characterized by a low nickel content (4.9 to 25 ppm) and a high cobalt content (912 to 5800 ppm); the Co/Ni ratios range from 56 to 651.7. Moreover, pyrite in the Dashuigou tellurium deposit is enriched in tellurium (5 to 27 ppm), gold (2.5 to 4.1 g/t), and silver (5.2 to 13 g/t), with the Au/Ag ratios ranging from 0.28 to 0.79.

*Pyrrhotite.* Two types of pyrrhotite, monoclinic and rhombic, coexist in a mosaic intergrowth. In some places, pyrrhotite crystals are deformed, so that they show wavy extinction (Fig. 3F), and gel-like pyrite occurs in fissures within them. Components of pyrrhotite are Fe

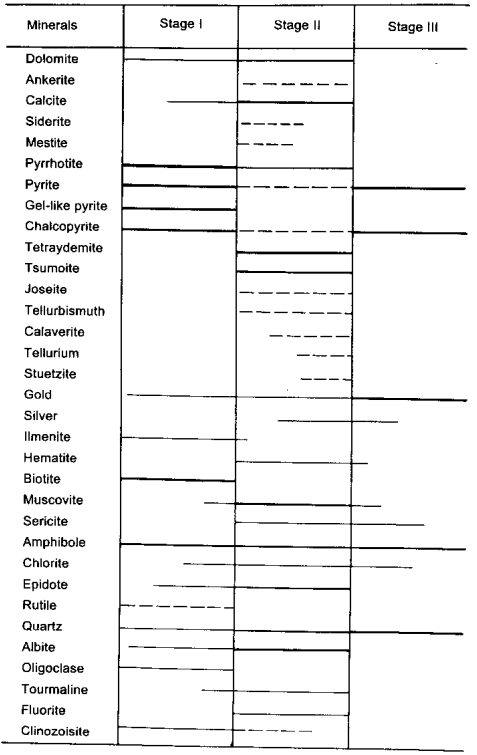



FIG. 5. Variations of minerals in different metallogenic stages.

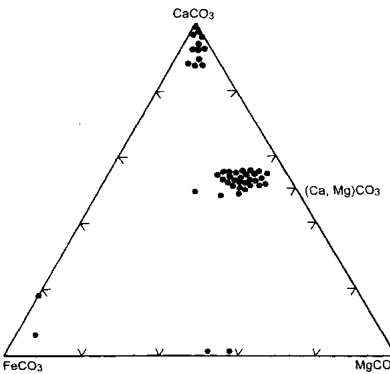



FIG. 6. Compositions of carbonates on a $CaCO_3$-$FeCO_3$-$MgCO_3$ diagram.

57.95 to 62.61 wt% and S 33.72 to 38.47 wt%. In comparison with pyrite, pyrrhotite has low Co/Ni ratios, which range from 0.07 to 2.90 (1.18 on average). Its Au content varies from 3.2 to 4.6 g/t (3.9 g/t on average), whereas its Te content is 6.3 to 3910 ppm (444 ppm on average). Most samples contain over 0.2 wt% of copper, 0.68 wt% at most.

*Tetradymite.* Tetradymite is the most important tellurium-bearing mineral in the Dashuigou deposit. It forms either massive ore in coarsely crystallized layers or disseminated and breccia ores in medium- and medium-coarse layers interstitial among dolomite and calcite aggregates. The layer tetradymite exhibits well-developed cleavage along the (0001) crystal face. The chemical composition of tetradymite in the Dashuigou deposit is Bi 57.65 to 58.62 wt%, Te 35.20 to 36.40 wt%, and S 4.59 to 5.36 wt% (Mao Jingwen et al., 1995b). Contents of some trace elements in tetradymite are Ag 230–340 ppm, Se 160–280 ppm, Fe 310–2800 ppm, Sb 100–280 ppm, and Au 1.4–10.7 g/t (Mao Jingwen et al., 1995b).

*Tsumoite.* Tsumoite occurs only in contacts between tellurium ore veins and pyrite-pyrrhotite ore veins. The microprobe analyses indicate that the tellurium content of tsumoite is 35.58–37.54 wt% and that of Bi is 61.50–62.20 wt%. Contents of some important trace elements of tsumoite are: S (0.01–0.87 ppm), Fe (0.03–0.11 ppm), Cu (0.04–0.23 ppm), Ni (0.02–0.14 ppm), and Zn (0.06–0.11 ppm).

*Carbonates.* Carbonates are the principal gangue minerals in both the ore veins and altered rocks. Several tens of samples have been analyzed by electron microprobe and the results are presented in Figure 6. The carbonates are composed mainly of dolomite, calcite, minor siderite, and a solid solution between siderite and magnesite. The dolomite commonly contains 7 to 26 wt% siderite molecules. The calcite contains more than 90 mole percent $CaCO_3$. In general, the ratio of dolomite to calcite from the ore veins is higher than that from the surrounding altered rocks.

*Plagioclase.* Plagioclase occurs mainly in the altered rocks beside the ore veins, in addition to

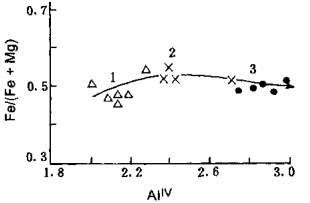



FIG. 7. Al atom vs. Fe/(Fe+Mg) ratios for biotites. Legend: 1 = biotites; 2 = feldspar-quartz-biotite rock; 3 = biotite-chlorite rock. Arrows indicate direction outward from the ore veins.

small amounts in the ore veins. The plagioclase in the altered rocks and that in the pyrite-pyrrhotite ore veins share similar compositions and are mainly oligoclase with 25 to 29% of the An component. The plagioclase from the tellurium ore veins coexists with muscovite and is albite with an An content ranging from 0 to 3%.

*Biotite.* Biotite is one of the most important alteration minerals, often occurring in the form of aggregates. Biotites gradually decrease in amount and become finer in grain size away from the ore veins. The pleochroism of biotite is Ng—dark yellow and Nm = Np—pale yellow. The results for 20 samples analyzed by the electron microprobe indicate that the biotites in different alteration zones are almost identical. Fe/(Fe + Mg) ratios of biotite vary from 0.42 to 0.58, suggesting that these biotites belong to the transitional series between siderophyllite and eastonite. As a result of systematic analyses for biotite from the alteration zones beside one of the ore veins, it has been discovered that, although Fe/(Fe+Mg) ratios for biotite in different zones change slightly, the $Al^{4+}$ values increase gradually from the inner zones outward (Fig. 7). $Al^{3+}$ in biotite crystal lattice replaces $Si^{4+}$ in T-fields, so that the silicon content of the biotite decreases from the ore veins outward, and aluminum contents change inversely.

*Muscovite.* Muscovite is one of the minor gangue minerals in most tellurium ore veins, and is dominant in a few ore veins. A minor amount of muscovite also occurs in the pyrite-pyrrhotite ore veins. A large amount of muscovite occurs as medium- to fine-grained flakes or fine-grained aggregates in altered rocks associated with tellurium mineralization. Muscovite in the tellurium ore veins is light green and is characterized by a scarcity of manganese and iron. Potassium ions ($K^+$) in muscovite are replaced by sodium ions ($Na^+$). Muscovite contains 3.13 to 4.29 wt% $Na_2O$ and 4.12 to 4.36 wt% $K_2O$, with Na/K ratios ranging from 1.07 to 1.58. Muscovites from the No. 10 ore vein and related alteration zones have been analyzed systematically; the results suggest that the atomic numbers of both iron and magnesium (Fig. 8) increase synchronously from the ore veins to the host rocks.

*Amphibole.* Amphibole, dark green in color, is relatively abundant in the altered rocks around the ore veins because the host rock is metabasalt. In Leake's classification diagram for calcic amphibole (Leake, 1978), microprobe analyses show that the amphiboles from the altered rock are tschermakite and that those from metabasalt are ferro-tschermakite.

*Chlorite.* Chlorite also is extensively distributed in the Dashuigou tellurium deposit. The chlorite compositions are projected into two groups based on their $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+})$ ratio vs. silicon atomic number. The first group of chlorites occurs in the altered host rocks beside the tellurium ore veins, with $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+})$ ratios from 0.656 to 0.663 and silicon atomic numbers from 2.75 to 2.84. The second category of chlorites occurs in the pyrrhotite-pyrite ore veins and related altered rocks, with $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+$

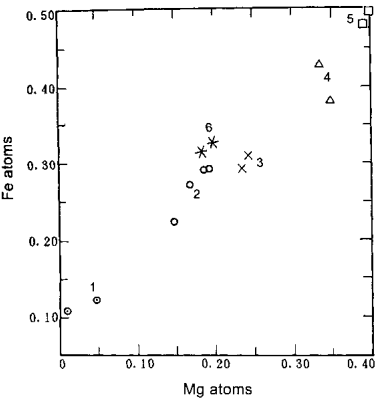



FIG. 8. Mg atom vs. Fe atom for muscovites. Legend: 1 = tellurium ore vein; 2 = calcite-muscovite alteration zone; 3 = quartz-sericite alteration zone; 4 = calcite-chlorite alteration zone, 5 = chlorite-actinolite rock; 6 = pyrite-pyrrhotite ore vein.

$Mg^{2+}+Mn^{2+}$) ratios ranging from 0.491 to 0.523 and silicon atomic numbers from 2.63 to 2.67. Projections of microprobe analyses indicate that they belong to ripidolite and dumasite, respectively.

## Geochemistry

Major components, trace elements, and rare-earth elements (REE) for typical ores, altered rocks, and host rocks have been analyzed via plasma emission spectrometry, plasma mass spectrometry, X-ray fluorescence spectrometry, and routine chemical analyses. All analyses were performed in the National Research Center of Geoanalysis.

*Ore geochemistry*

Both Stage-I and Stage-II ores are major ore types in the Dashuigou deposit. The former type is mined mainly for sulfur and copper. Ore grades of this type for the ore-forming elements are: Cu 0.12–1.32 wt%, Te 5.4–445 ppm, Se 1.2–3.4 ppm, Au 0.08–0.24 g/t, Ag 0.15–4.0 g/t, and S 30–45 wt%. Contents of tellurium and selenium in the ores show a positive correlation. Massive sulfide ores contain <1.5 wt% $CO_2$, but $CO_2$ contents reach 4.25 to 42.98 wt% for ores enriched in carbonates. The Stage-I ores are relatively enriched in zinc and poor in lead, with Zn/(Pb+Zn) ratios of 0.75 to 0.95.

Stage-II ores contain the following grades of metals: Te 0.2 to 10 wt%, massive tetradymite ore 15 to 25 wt%, Se 100 to 130 ppm, Au 2.1 to 82 g/t, and Ag 148 to 266 g/t. As tetradymite is the dominant metallic mineral, tellurium shows an obviously positive correlation with bismuth in Stage-I ore, with a correlation coefficient of 0.9. Both the lead and antimony contents of the ores are lower than 300 ppm; neither antimony nor lead tellurides have yet been found.

Chondrite-normalized patterns (Fig. 9) of transitional elements of the two types of ores indicate that they are quite similar to each other, and are characterized by depletion of chromium and nickel and enrichment in copper. In comparison, the metabasalt in the deposit is relatively enriched in titanium and zinc and is depleted in nickel.

*Geochemistry of altered rocks*

With increasing distance from the pyrrhotite-pyrite veins, the $Na_2O$ contents in each alteration zone vary from 3.55 through 2.34 to 1.42 wt%, $K_2O$ from 1.74 to 0.39 wt%, FeO from 8.33 through 9.72 to 12 wt%, MgO from 6.33 through 7.26 to 8.76 wt%; but $TiO_2$ contents are relatively constant, ranging from 1.58 to 1.76 wt%. Thus it can be seen that during alteration, the sodium and potassium components move outward from the mineralization system, whereas iron and magnesium move to the mineralization system from the host rocks. Because the contents of transitional elements in each alteration zone are similar to each other, they share almost the same chondrite-normalized patterns.

Although there is clear alteration zoning around the ore veins, REE in the altered rocks do not change significantly during the alteration of the host rock (metabasalt). Outward from the ore veins, the total REE amounts of the altered rocks in different zones increase (Fig. 10) and the La/Yb ratios tend to rise as well. The La/Yb ratios are relatively higher in the rocks enriched in carbonates. HREE contents are relatively higher in biotites closely neighboring the ore veins, and the La/Yb ratios reach 3.89.

Compositional variations of the alteration zoning centered on the tetradymite ore veins are characterized by removal of carbonates during the mineralization process. From ore veins to the surrounding altered rocks, $CO_2$ contents vary from 25.28 to 10.26 wt%, CaO from 24.61 to 8.75 wt%, and $SiO_2$ from 0.69 to 42.85 wt%. $K_2O$ contents reach 3.89 wt% in the muscovitization zones near the ore veins and decrease to 0.68 wt% in the farthest zones. Perhaps, owing to the apparently lower mineralization temperatures of Stage II, the REE patterns of the alteration zoning basically retain the features of the metabasalt (Fig. 11). Because of the different mineral assemblages of the samples and different proportions of the mineral phases, the total REE amount of the altered rocks varies slightly, and their chondrite-normalized patterns exhibit a slight depletion of enrichment of europium (Fig. 11). However, there are, on the whole, no apparent variation trends.

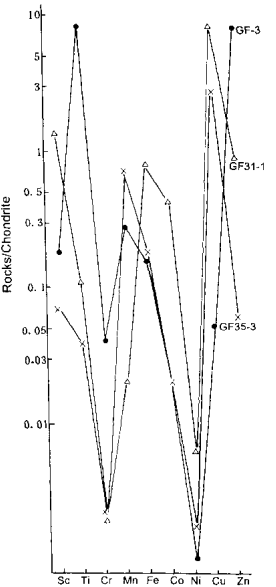



FIG. 9. Diagram showing the distribution patterns of transitional elements of the ores and their host rocks. Legend: GF-3 = metabasalt; GF31-1 = pyrrhotite-pyrite ore; GH33-3 = tetradymite ore.

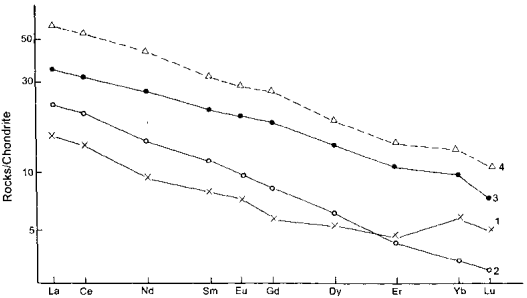



FIG. 10. Chondrite-normalized REE patterns of alteration zoning around the pyrrhotite-pyrite ore veins. Legend: 1 = coarse-grained biotites; 2 = fine-grained feldspar-quartz-biotite rock; 3 = fine-grained quartz-biotite-actinolite rock; 4 = chlorite-actinolite rock.

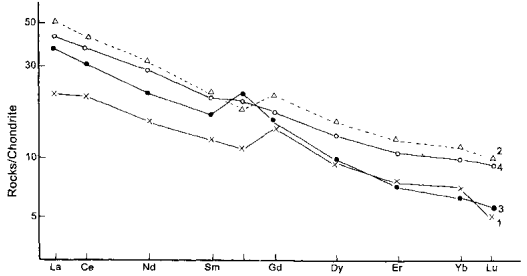



FIG. 11. Chondrite-normalized REE patterns of alteration zoning around the tellurium ore veins. Legend: 1 = calcite-muscovite rock; 2 = quartz-calcite-muscovite rock; 3 = calcite-quartz chlorite rock; 4 = chlorite actinolite rock.

## Fluid-Inclusion Studies

Doubly polished sections—approximately 0.3 to 0.5 mm thick—of calcite, quartz, and dolomite from Stage-I, Stage-II, and Stage-III ores were used for fluid-inclusion study. Most samples used for study were collected from underground occurrences. Microthermometric measurements were made using a Clamax gas-flow heating-freezing stage. Temperatures of homogenization (Th) and ice melting have stan-

dard errors of ±1.0° and ±2° C, respectively. Salinity data are based on freezing-point depression in the system $H_2O$ NaCl (Potter et al., 1978).

Fluid inclusions are not very common in most samples and are considered to be both primary and secondary in origin. Primary inclusions occur either individually or as randomly oriented clusters, whereas secondary inclusions tend to be arranged in oriented clusters. Most inclusions are two-phase liquid and vapor, consisting of 10 to 30% vapor, which homogenizes into the liquid phase. A few inclusions in Stage II are $CO_2$-bearing inclusions with 25 to 95% $CO_2$. Rare three-phase inclusions of liquid-vapor-solid (halite) occur within Stage-II and Stage-III calcite; the inclusions range in size from 2 to 29 μm.

The results of heating and freezing experiments are depicted in Figures 12 and 13. Homogenization temperatures of primary inclusions in Stage-I quartz and calcite range from 260° to 356° C, with a peak of 320° C (Fig. 12A). Secondary inclusions in Stage-I quartz and dolomite vary from 185° to 260° C with a peak of 210° C (Fig. 12A). Stage-II primary inclusions of calcite and dolomite range from 198° to 295° C, with a peak of 240° C (Fig. 12B). Temperatures of primary inclusions in Stage III range from 152° to 235° C, with a peak of 170° C (Fig. 12C).

Freezing-point depressions for primary inclusions in Stages I, II, and III exhibit different ranges of values. Salinities of Stage-I fluids range from 1.5 to 5.8 wt% NaCl equiv (Fig. 13A), whereas those of Stage II range from 1.5 to 5.8 wt% NaCl equiv (Fig. 13B). Salinities of halite-bearing inclusions reach 20 to 25 wt% NaCl equiv, and those of Stage II range from 2.8 to 3 wt% NaCl equiv.

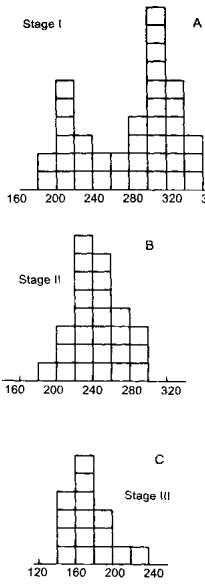



FIG. 12. Histogram of homogenization temperatures (Th) of fluid inclusions in quartz, calcite, and dolomite from the Dashuigou tellurium deposit. Legend: P = primary inclusions; S = secondary inclusions.

## Isotope Studies

We measured the sulfur-isotope compositions of sulfide minerals; the carbon- and oxygen-isotope compositions of calcite, quartz, and dolomite; the hydrogen- and oxygen-isotope compositions of muscovite; and the formation age by the $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ method, in order to elucidate the origin and history of hydrothermal fluids and their ore constituents. All of the stable-isotope analyses were performed in the Stable Isotope Laboratory of the Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences. The analytical methods and standard errors of each method have been explained by Ding Tiping et al. (1988). $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ analyses were performed in the

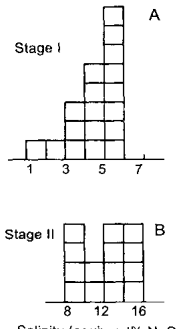



FIG. 13. Histogram of salinities of primary fluid inclusions in Stage-I and Stage-II quartz, calcite, and dolomite in the Dashuigou tellurium deposit.

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. The analyzed process and standard errors have been reported by Fu Yunlian et al. (1987).

### *$^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dates*

One sample of muscovite (GF36) collected from the No. 12 ore vein was used to determine the $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ age. The ore consists of muscovite, tetradymite, dolomite, and calcite, and shows a mosaic structure under the microscope. The spectrum of dates calculated from $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ ratios of gas fractions released by incremental heating of neutron-irradiated muscovite are shown in Figure 14. The plateau of the mineral dates is well established, which suggests that the argon system has not been disturbed. The average plateau age of the muscovite is 92.10 ± 1.06 Ma calculated from the gas fractions released between 400° and 1400°. The temperature of 720° to 1170° C gas fractions of the muscovite indicate a date of 94.1 ± 1.0 Ma.

The measured $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ and $^{39}Ar$-$^{36}Ar$ ratios of incremental gas fractions from the muscovite under 720° to 1170° C fit a straight line (Fig. 15), and an isochron age of 93.70 ± 3.44 Ma is obtained. The intercept ($^{40}Ar$-$^{36}Ar$) of the isochron (399.02) suggests that there is a small amount of excess radiogenic $^{40}Ar$ in the muscovite lattice. Because the excess $^{40}Ar$ is not enough to affect the calculation for date, an age of 92 to 93 Ma represents the time of mineralization.

### *Sulfur isotopes*

Sulfur isotope analyses were performed on 22 samples from Stage I and on 10 samples from Stage II. The $\delta^{34}S$ values in Stage I range from −0.6 to +1.7 per mil for pyrite and from −2.2 to +2.2 per mil for pyrrhotite. The $\delta^{34}S$ values for tetradymite range from −0.5 to +2.1 per mil. All $\delta^{34}S$ values occur in a narrow range (−2.2 to +2.8 per mil), corresponding to a normal distribution with a peak of +0.5 per mil (Fig. 16).

### *Carbon and oxygen isotopes of carbonates*

Carbon- and oxygen-isotope analyses were performed on 13 samples of dolomite and calcite from ore veins and 4 samples from Triassic marble. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values (Fig. 17) for ore veins range from −5.3 to −7.4 per mil and from +10.9 to +13.1 per mil (SMOW), respectively. Using the carbonate-water fractionation curve of O'Neil et al. (1969), the $\delta^{18}O$ values of fluid in equilibrium with calcite at 280°–210° C (trapping temperature of Stage I and II) were calculated at between +2.1 and +7.1 per mil (SMOW). The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values for the Triassic marble range from +1.0 to 2.8 per mil and from 16.8 to +28.5 per mil (SMOW), respectively.

### *Hydrogen and oxygen isotopes*

Hydrogen- and oxygen-isotope analyses were carried out on three samples of muscovite and one quartz sample from Stage II. The $\delta D$ values range from +9.9 to +13.0 per mil, respectively. Using the muscovite-water fractionation curve of O'Neil et al. (1969) and the quartz-water fractionation curve of Clayton et al. (1972), the $\delta^{18}O$ values of fluid in equilibrium with muscovite and quartz (at fluid inclusion trapping temperatures of Stage II) were estimated to be between +3.9 and +7.0 per mil (SMOW).

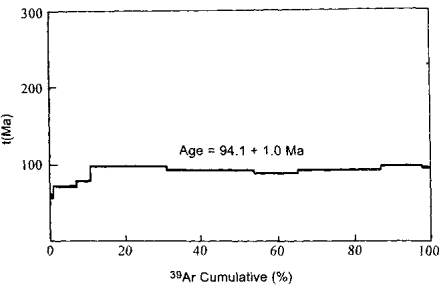



FIG. 14. Spectrum of dates calculated from $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ ratios of gas fractions released by incremental heating of neutron-irradiated muscovite.

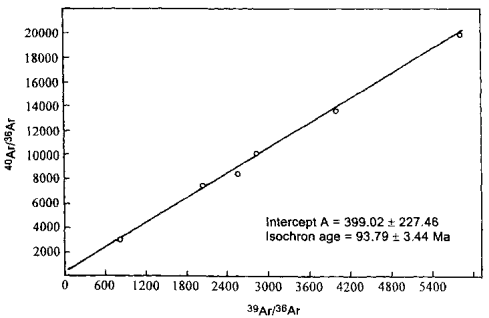



FIG. 15. Argon-isotope correlation diagram for muscovite.

## Discussion and Conclusions

*A new type of ore deposit*

Tellurium, being a dispersed element, tends to be disseminated via geological and metallogenic processes. It frequently occurs as a byproduct in ore deposits—for instance, in gold-tellurium deposits, such as at Cripple Creek, Colorado (Thompson et al., 1985), Emperor, Fiji (Ahmad et al., 1987), and Dongping, China (Song Guanxiang, 1991); in hydrothermal copper-bearing sulfide deposits, such

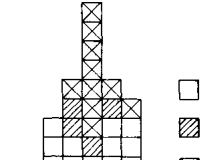



FIG. 16. Histogram of sulfur-isotope data for sulfides. Legend: 1 = pyrrhotite; 2 = pyrite; 3 = tetradymite.

as Qibaoshan, China (He Siwei and Sun Minyun, 1986) and Dabaoshan, China (Li Yuwei, 1994); and in copper-nickel sulfide deposits, such as Jinchuan, China (Li Yuwei, 1994). Tellurium in these deposits commonly occurs as calaverite, copper-bearing telluride assemblages, and nickel-bearing telluride assemblages. The tellurium grade in most ore deposits is not higher than 100 ppm. However, tellurium-bearing minerals occur mostly in tellurium-bismuth mineral assemblages, and the tellurium grade attains 0.5 to 25 wt% in the Dashuigou tellurium deposit. Hence Dashuigou must be considered a tellurium-dominated deposit, and it is at present a unique world example (Chen Yuchuan et al., 1993).

Although Dashuigou is a tellurium-dominated deposit, it also is enriched in bismuth, gold, silver, and selenium, which can be recovered as byproducts. Thus its mineralization characteristics can be compared with some tellurium-bearing gold-silver deposits—such as the Emperor gold-tellurium deposit, Fiji (Ahmad et al., 1987), the Fiorencia gold-tellurium deposit, Cuba (Bortnikov et al., 1988), the Macassa tellurium-gold deposit, Canada (Tesfaye, 1992), the Mehd Adh Dhahab gold-silver-tellurium deposit, Saudi Arabia (Afifi et al., 1984), the Tyrnyauz gold-tellurium-bismuth deposit in the former USSR (Andrushchuk et al., 1968), the Gies Au-Ag telluride deposit in the United States (Zhang Xiaomao and Spry, 1994), and the Prasolovskoye Au-Ag-Te-Se deposit in Russia (So et al., 1995)—all of which are considered to be mesothermal or epithermal ore deposits associated with alkaline complexes.

*Physicochemical conditions of ore formation*

Our heating and freezing data for fluid inclusions show that hydrothermal mineralization in the Dashuigou tellurium deposit occurred in the temperature range of 170° to 360° C with changeable salinities (Fig. 18). Within Stage-I mineralization, the temperature ranged from 360° to 260° C, with low salinities of 1.5 to 5.8 wt% NaCl equiv. Stage-II mineralization is characterized by middle-level temperatures, ranging from 295° to 198° C, and high salinities of 9 to 15.2 wt% NaCl equiv. Stage-III mineralization was a low-temperature and low-salinity event (Fig. 18). The data indicate that the fluid temperatures decrease from Cu-S mineralization, through Te-Bi-Se-Au-Ag mineralization, to Au (Cu) mineralization and that Te-Bi-Se-Au-Ag mineralization occurred as a result of high-salinity hydrothermal solutions.

Utilizing $CO_2$ density geobarometry, the confining pressure for dolomite and quartz from the ore veins was estimated to be $756 \times 10^5$ Pa (Luo Yaonan et al., 1994). Taking the geopressure gradient to be $263 \times 10^5$ Pa/km, the indicated crystallization depth of the minerals is 2.70 to 3.05 km.

Sulfur and tellurium fugacities of the main mineralization stages of the Dashuigou tellurium deposit can be measured approximately on the $f_{S_2}$ vs $f_{Te_2}$ diagram (Fig. 19) from Afifi et al. (1988). An equilibrium diagram at 200° C (Fig. 19) is adopted here for the sake of discussion, considering that the Dashuigou deposit is an epithermal ore deposit. As the most important coexisting mineral pair of Stage I, pyrrhotite and pyrite were deposited mainly depending on the sulfur fugacity, and their equilibrium $f_{S_2}$ is read to be $10^{-16.7}$ (Fig. 19). Because there are no tellurides or native mercury in this stage, their $f_{Te_2}$ of formation should be below the equilibrium line for the reaction pair of altaite and galena, approaching $10^{-14}$ to $10^{-15}$. Hematite, hessite, and tellurbismuth, as well as magnetite, stuetzite, and tetradymite, are present in Stage II. Therefore, the $f_{S_2}$ and $f_{Te_2}$ are confined to a relatively small trapezoid (Fig. 19), and the $f_{S_2}$ and $f_{Te_2}$ are measured to be $10^{-14}$ to $10^{-13.5}$ and

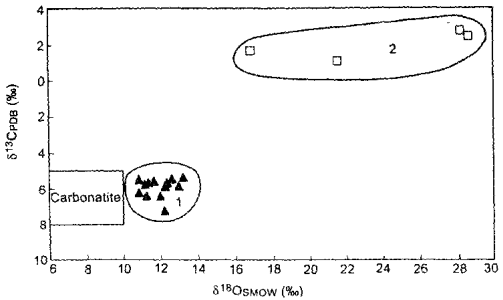



FIG. 17. The $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ diagram of carbonates. Legend: 1 = calcites and dolomites from ore veins; 2 = calcites from Triassic marble.

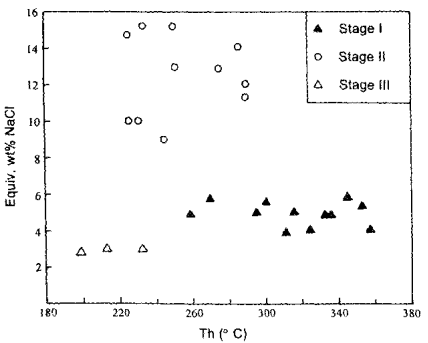



FIG. 18. Homogenization temperature (Th) vs salinity diagram for primary fluid inclusions in the main mineralization stages. Note that the darkened triangles represent Stage-I mineralization, open triangles Stage-II, and open circles Stage-III.

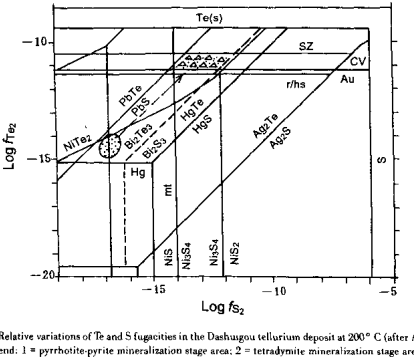



FIG. 19. Relative variations of Te and S fugacities in the Dashuigou tellurium deposit at 200° C (after Afifi et al., 1988). Legend: 1 = pyrrhotite-pyrite mineralization stage area; 2 = tetradymite mineralization stage area.

$10^{-11.2}$ to $10^{-10.5}$, respectively. On the whole, both the sulfur and tellurium fugacities increase from the early to late stages.

*Sources of ore-forming materials*

Although the Triassic metabasalts are the host rocks for mineralization in the Dashuigou tellurium deposit, the mineralization is characterized by an enrichment in silica, alkalis, and carbonates. Gangue minerals in the ore veins are dominated by carbonates (including dolomite, calcite, siderite, and magnesite), with minor biotite, muscovite, albite, oligoclase, quartz, and tourmaline. Alteration zoning of biotite - quartz - oligoclase - chlorite - epidote - actinolite and muscovite-quartz-albite-calcite-actinolite assemblages are developed around pyrrhotite-pyrite veins and tetradymite ore veins, respectively. K/Na ratios vary from 4.74 to 3.12, 0.16, and 0.06 from the ore veins through the alteration zoning to the original host rock; Mg/Fe ratios vary from 0.94 to 0.74, 0.65, and 0.48 from the ore veins outward. The features above reflect an infiltration metasomatism of alkaline-rich mineralizing hydrothermal fluids outward. A hydrothermal fluid enriched in $CO_2$ and alkali-silicic components suggests that it was related genetically to alkaline or alkali-granitic magmatism.

The sulfur content in pyrite from the Dashuigou tellurium deposit appears to be lower than normal. This sulfur-poor characteristic suggests that the mineralization fluids are related to magmatism. Cui Yanhe (1993) generalized that pyrite from syngenetic deposits has a higher sulfur content than the standard composition, but that from hydrothermal deposits associated with magmatism contains lower amounts. Co/Ni ratios of pyrite are used frequently to recognize metallogenic environments (for example, Davidson, 1962; Dike and Hutchison, 1979). Song Xuexin and Zhang Jingkai (1986) demonstrated that, in China, a Co/Ni ratio for pyrite of less than 1 indicates a genetic environment of syngenetic deposits, a ratio of 1.1 to 23.5 indicates skarn and porphyry deposits, and of 1.2 to 32, hydrothermal deposits associated with magmatism. For the Dashuigou tellurium deposit, the Co/Ni ratios of pyrite range from 56 to 652, which suggests a deep source of mineralizing fluids.

The $\delta^{18}O$ values of fluids, ranging from +2.1 to +7.1 per mil (SMOW), are lighter than expected for the isotopic composition of magmatic fluids (+5.5 to +9.5 per mil) (Ohmoto,

1986; Sheppard, 1986). Unlike the $\delta^{18}O$ values, the $\delta D$ values of ore-forming fluids range from −61 to −54 per mil and overlap a field of the typical composition of magmatic ore-forming fluids (−80 to −40 per mil). It is possible that the ore-forming fluids were derived mainly from a magmatic source and were mixed with minor meteoric water.

The $\delta^{34}S$ values of sulfides in the Dashuigou tellurium deposit range from −2.2 to +2.8 per mil, with a mean value of 0.5 percent. This almost overlaps the 0 to +2 per mil range assigned to magmatic sulfur (Ohmoto, 1986; Taylor, 1986).

The $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ diagram of carbonates (Fig. 17) shows that the $\delta^{13}C$ values overlap the range of −6 to −9 per mil (Faure, 1986) known to be typical of magmatic fluids. The $\delta^{18}O$ values are slightly heavier than those of magma. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the Triassic marbles in the Dashuigou tellurium deposits are quite different from those of the ores.

*Genetic model for Dashuigou tellurium mineralization*

Because gold, silver, bismuth, and cerium can be recovered as byproducts from the Dashuigou tellurium ores, the deposit may be classed among the gold-tellurium (silver) mineralizations enriched in tellurium. In this case, it can be compared with gold-tellurium or polymetallic gold-tellurium deposits, such as Emperor, Fiji (Ahmad et al., 1987), and Dongping, China (Song Guanxiang, 1991). Most gold-tellurium deposits throughout the world are associated genetically with alkaline magmatic rocks (Zhang Zhaochong and Li Zhaonai, 1994). The following model for the genesis of the Dashuigou tellurium deposit is compatible with all available geological and geochemical data.

The west margin of the Yangtze platform experienced rifting during Permian to Triassic times. Subsequently, the rift was closed and the Songfan-Ganzi foldbelt formed, since the Jinshajiang plate was subducted beneath the Yangtze plate during Middle and Late Mesozoic time (Luo Yaonan et al., 1982). During this period (140 to 80 Ma), alkaline granite intrusions and syenite-leucitite intrusions were emplaced. The nearest syenite stocks are known to be 7 to 8 km apart from the Dashuigou tellurium deposit. A recent geophysical study (Panxi Geological Team, 1993) has revealed that there is a concealed granite and syenite stock beneath the Wanbabe dome. The tellurium mineralization in the Dashuigou deposit is dated at 93 Ma by the $^{39}Ar$-$^{40}Ar$ method. Furthermore, more and more REE deposits genetically associated with syenite stocks have been found in the past 10 years along the western margin of the Yangtze platform.

The western margin of the Yangtze platform is a special belt for enrichment in rare and dispersed metallic elements. Not only the Dashuigou tellurium-dominated deposit, but also the Lanmuchang thallium-dominated deposit occurs, and several cerium and germanium-dominated mineralizations have been discovered in the belt. Moreover, tellurium has been known to exist as an accompanying element in many deposits, such as the Liwu VMS copper-zinc deposit (Mao Jingwen et al., 1995c), the Baijintazi gold deposit (a ductile shear-type gold deposit), the Yanyuan-Muli porphyry copper deposits, and others. We can imagine that the upper mantle and/or the lower crust in the belt are enriched in tellurium-, thallium-, cerium-, and germanium-dispersed elements and that some favorable environments exist for enrichment in this group of elements.

The ductile shear zones acted as channels for ascending hydrothermal fluids connected with alkaline magmatic activity. Triassic basic metavolcanic rocks are favorable to telluride mineralization. An alteration halo developed as a result of strongly contrasting chemical compositions between fluids and the host rocks.

Although transported for long distances from their source, the C, S, O, and H isotopes of hydrothermal fluids did not change substantially. Mineralization originated in three stages, the first two being the most important. The temperature and $f_{S_2}$ gradually decreased, and the $f_{S_2}$ and $f_{Te_2}$ increased from Stage I to Stage II. Hydrothermal fluids of Stage I were enriched in S, Cu, and Fe; of Stage II in Te, Bi, Se, Ag, and Au; and of Stage III in gold.

[General Information]
书名=四川大水沟碲（金）矿床地质和地球化学
作者=
页数=146
SS号=0
出版日期=
Vss号=51000029