序

这是一本别具一格的矿床学专著，它的明显不同于众之处在于它区分和分别处理了热液矿床的三源，即矿源、水源和热源。经典的岩浆热液论者将这三个源统一为一源，即成矿元素及热液都是岩浆结晶分异的产物，而热源则不言而喻的是岩浆所固有的。这种理论主导着成矿学说领域达大半个世纪，只是在近 20 年来，多源热液成矿说才逐渐抬头并逐步有所进展；人们认识到热液矿床决非一切都来自岩浆。

本书作者认为热液矿床的成矿热源是岩浆带来的，成矿流体则主要来自下渗的大气降水，而成矿金属则为从广义的围岩中汲取和富集的。作者的这一观点不是出自主观推断，而是来自不同矿床的大量实际观察（野外及镜下）、分析测试与模拟试验。在 10 年的时间内，作者对华南若干重要矿产集中区，如德兴矿田，长江中下游，湘东南，赣南等作了实地观察和众多测试，发现在这些矿床周围岩石中存在一定的成矿元素的地球化学低场。在若干矿床，工业矿物受围岩组成的制约。这些观察说明至少部分成矿物质来自围岩。岩石、矿物及气液包裹体的氧、氢、碳、铅同位素比值及成分分析说明成矿流体富 Ca^{2+} 且 $\delta^{18}O$ 值远小于岩浆水，因而显示下渗大气降水参予了成矿作用。据此，作者提出了三源热液成矿模式，即下渗的大气降水被岩浆加热并形成环流。后者淋溶了岩石中成矿元素并使之运移和富集成矿。

与此同时，作者还在理论上作了探索，提出富水残余岩浆并不存在，富水岩浆无上侵能力等见解。可贵的是，作者还根据三源热液成矿模式进行了热液矿床分布规律及预测的讨论。

热液成矿是十分复杂的问题。可以说，一部近 200 年的近代矿床学史中讨论最热烈，争议最多的就是热液成矿的物质来源和机制问题。每隔若干年，随着研究广度和深度的加大，总会出现一些推陈出新的认识，理解与观点。这是矿床学得到充实而迅速进展的关键因素。

无疑，作者的见解与认识是对矿床理解的历史长河中注入新的水流。祝愿它在百家争鸣声中茁壮成长，精益求精。

涂光炽

1991，2，27

目　录

前　言 …… 1

第一章　典型矿床（田）成矿热液的来源 …… 3

一、德兴矿田 …… 3
(一) 矿田成矿地质背景 …… 3
(二) 主要成矿元素来源 …… 5
(三) 成矿热液水的来源 …… 15
(四) 成矿热液的热量来源 …… 20

二、九瑞地区 …… 22
(一) 区域成矿地质背景 …… 22
(二) 成矿物质来源 …… 23
(三) 成矿热液水的来源 …… 36
(四) 成矿热液的热量来源 …… 41

三、湘东南地区 …… 44
(一) 成矿和蚀变物质来源 …… 45
(二) 成矿热液水的来源 …… 53
(三) 成矿热液的热量来源 …… 56

四、赣南地区 …… 59
(一) 成矿物质来源 …… 59
(二) 成矿热液水的来源 …… 63
(三) 成矿热液的热量来源 …… 66

五、其它地区 …… 68
(一) 成矿物质来源 …… 68
(二) 成矿热液水的来源 …… 74
(三) 成矿热液的热量来源 …… 75

第二章　有关热液来源的讨论 …… 77

一、岩浆热液水 …… 77
(一) 岩浆和水的相互过渡问题 …… 78
(二) 富水的残余岩浆问题 …… 78
(三) 岩浆的原始水含量 …… 79

(四) 岩浆上升过程中水含量的变化 …… 81
(五) 岩浆结晶过程中是否释放水 …… 82
(六) 接触变质等过程中岩浆水的作用 …… 83
二、表生热液水 …… 83
(一) 现代热液成矿作用的研究和表生热液的产生 …… 83
(二) 现代成矿热液的氢氧同位素 …… 83
(三) 现代成矿热液的成分特征 …… 84
第三章 热液矿床三源成矿模式 …… 87
一、热液矿床成矿模式的演化 …… 87
二、热液矿床的分类 …… 88
三、三源成矿模式的主要依据 …… 88
(一) 热液水 …… 88
(二) 热液中的矿质 …… 93
(三) 热液的热量 …… 96
四、成矿条件和成矿机理 …… 97
(一) 热液产生的时间和地点 …… 97
(二) 热液活动过程中元素的活化、迁移和沉淀 …… 98
(三) 热液元素活化的范围 …… 99
(四) 形成热液矿床所需的水量 …… 101
(五) 岩浆结晶分异的释水量和岩浆热可能生成的热液量 …… 101
(六) 溶液中元素的温差迁移效应 …… 102
(七) 岩浆定位环境及其对围岩热状态的影响 …… 103
(八) 岩石在加热和冷却过程中体积变化对热液成矿作用的影响 … 106
(九) 热液成矿作用的压力条件 …… 107
五、三源热液成矿模式 …… 110
第四章 热液矿床的分布规律和预测 …… 112
一、华南热液矿床的成矿条件 …… 112
(一) 岩浆作用与热液矿床的关系 …… 112
(二) 地层层位与热液矿床的关系 …… 114
(三) 构造与热液矿床的关系 …… 116
二、华南热液矿床的分布规律 …… 117
(一) 热液矿床围绕潜水盆地的边缘分布

（二）热液矿床围绕岩浆岩体分布
（三）热液矿床直接产于矿源层（体）内或其附近
三、热液矿床的预测 …… 118
（一）热液矿床预测准则及热源、水源和矿源的确定 …… 118
（二）热液矿床预测的原理 …… 119
（三）热液矿床预测的方法 …… 119
（四）预测实例 …… 121
结束语 …… 126
参考文献 …… 127
照片说明 …… 131

前　　言

热液矿床是指由温度在一百摄氏度以上的热水溶液形成的矿床。文献中所称的高温热液、中温热液和低温热液矿床，脉状和细脉浸染状矿床，斑岩型和玢岩型矿床，蚀变角砾岩型和蚀变构造破碎带型矿床，火山热液型和火山喷气型矿床，密西西比型和层控型矿床，变质热液和矽卡岩矿床等均属本类。

热液矿床的成因一向是地质学家争论的焦点，研究的重点。矿床成因是理论问题，又是实际应用问题。只有真正的成矿理论才能有效地指导找矿实践。热液矿床的寻找和预测效果不令人满意，找矿实践需要发展成矿理论。而且，现代测试技术的迅速发展，如高精度的元素分析技术和同位素分离和测定，以及现代地热系统中富含成矿金属的高温热液和大洋中脊硫化物烟囱的发现等，使矿床成因研究进入了新阶段，为研究和查明成矿热液中矿质和水的来源提供了条件。

热液是富含矿质的高温水溶液，即由矿质、水和热三要素构成。作者自 1979 年开始对一些典型热液矿床的成矿物质、热液水和热量来源分别进行了研究，特别是对与岩浆活动有关的矿床，如江西西华山和漂矿石英脉型钨矿、湖南柿竹园矽卡岩型钨锡矿、江西德兴斑岩铜矿和武山矽卡岩铜矿等。研究结果表明：在这些矿床周围均存在较大的成矿元素含量明显降低的原生地球化学场。在钨矿床中，主要工业矿物的成分与围岩岩性密切相关，当存在富钙围岩时，以白钨矿为主，当缺乏富钙围岩时，以黑钨矿为主。在一些热液铁矿床和黄铁矿床中，矿体附近常伴有较大规模的退色去铁蚀变。这些事实证明围岩为热液成矿提供了矿质；岩浆岩、沉积岩、蚀变岩、矿石矿物和流体包裹体的氧、氢、碳、铅等同位素和包裹体成分分析结果，特别是成矿热液或热液矿物包裹体水的 $\delta^{18}O$ 值远小于岩浆水的下限值 5‰，大多为 1–3‰，有的甚至达–8‰。而且较大范围蚀变岩的 $\delta^{18}O$ 值显著降低。矿物包裹体成分的重要特点是富钙，很多热液矿床流体中阳离子以钙为主。这些资料清楚地显示出地下水参与了热液成矿作用，参与的时间不限于成矿晚期；热液的热量主要来自附近热的岩浆。据此，提出了热液三源成矿模式——在地下水和含易活化成矿金属岩石共存区内，当岩浆侵入，使地下水受热运动，溶解成矿金属，并使之富集成矿。所以，热液的形成经历了雨水—常温地下水—高温热水—高温含矿热（卤）水（成矿热液）等阶段。三源热液成矿模式是岩浆热与地下水和岩石中矿质三者有机结合的成矿模式。

作者通过研究和综合分析，不仅提出了三源热液成矿模式，而且，结合已有资料，特别是一些对成矿有重要意义，但未被重视的数据和地质现象，对许多热液成矿的基本问题进行了探讨，得出了新的结论、作了新的解释或对文献中的新认识给以补充论证：如岩浆

结晶，不论成分和条件如何变化都是从液相线开始，以固相线告终。 因此，不存在富水的残余岩浆；热液成矿作用不是与富水岩浆相伴，而是与贫水或干岩浆有关；地壳深部富水或水饱和岩浆一般无上侵能力，假定其能上侵到浅部，其中的大部分水在上侵过程中呈气相释放，而保留在岩浆中的只是小部分；热液是在岩浆定位后才开始逐渐形成；热液中的成矿金属主要不是直接来自岩浆，而是来自岩石；成矿金属是在热作用（热变质、蚀变交代和热液溶解等）过程中进入热液；在岩石受热增温过程中通常不发生矿质的沉淀，或仅有交代成矿作用，热液充填型矿化发生在岩石降温冷却过程中；岩体及其围岩中的冷却收缩裂隙和粒间孔隙是很多热液矿质的沉淀富集场所；矿质的迁移不限于热液流动，热液本身的温度差异也能导致静止溶液中矿质等运移；矿质沉淀时的压力均较小，通常小于500 bar[①]；所以，低压或局部降压是热液成矿的重要条件；岩浆上侵的能力和结晶程度除决定于岩浆本身的特征外，还受被侵入岩石的含水条件制约，含水岩石的存在是热液矿床形成的重要因素；岩石的导热率与含水性有密切的关系，富水岩石导热率远大于同种不含水岩石，当岩浆侵入于富水岩石时，围岩受热增温和后来的冷却降温速度远比不含水岩石大，故温差变化大，热胀冷缩现象显著，有利于热液成矿作用；岩石通常具有热胀冷缩的特征，实验表明，受热温度不超过350—500℃时，热膨胀是可逆的，若高于此温度，发生不可逆膨胀，且温度愈高，不可逆膨胀率愈大，即冷却后产生的粒间孔隙率愈大，因此，斑岩型或浸染型矿化总是产于受热很高的岩石中。

热液矿床的分布与热源、水源和矿源三者的不同组合有密切的关系。三源共存区是热液矿床发育区，而单源或两源区为热液矿床缺失或不发育区。因此，三源热液成矿模式不仅较好地解释成矿机制，而且，还总结出了新的成矿规律。并把成矿模式应用于找矿和预测，即根据热源，矿源和水源或它们的标志划分不同远景的成矿带，确定有利的成矿区段，预测矿田中的主矿床或主矿体和隐伏的主要层状矿体等。

本专著为《中国东部地质构造特征、成矿作用及成矿规律》项目（编号81065-2）的课题研究报告，主要由季克俭和吴学汉完成，张国柄、邱小平参加了部分工作，裴荣富研究员进行了指导，部分野外工作与赣东北队、赣西北队、湘南地质队和黑龙江地质四大队合作进行。报告共分四章，第一章中第二、四节和第五节的一部分由吴学汉执笔起草。

湖南、江西、广西、广东、安徽、江苏、浙江、湖北、贵州、河北、黑龙江省的地质队和矿山对科研工作积极配合、热情帮助，矿床所稳定同位素、流体包裹体、电子探针、X光衍射、差热分析、红外光谱等实验室和岩矿测试技术研究所和北京铀矿地质研究所完成了测试分析任务，矿床所数学地质室协助完成了部分数据处理和成图。图件清绘，图件和光薄片的照相，图件复印和报告打印等均由矿床所有关组完成，管理部门对本专题的工作给以大力支持。在此，谨向上述单位和有关人员表示衷心的感谢。

宋叔和学部委员、翟裕生教授、李崇佑高级工程师、王昌烈高级工程师及芮宗瑶副研究员审阅了全文，并提出了许多宝贵意见，对此作者深表谢意。

①1bar等于10^5Pa，下同。

第一章　典型矿床（田）成矿热液的来源

热液成矿作用是地学中最复杂的问题之一。其作用范围之大、涉及的学科之多、影响的因素之广、未解决的问题之众，是许多其它现代学科所无法与之相比的。正因如此，热液成矿理论之争论历史久远，争论也极为剧烈。但现代科学技术飞速发展（尤其是分析测试技术），以前不能分析或测试精度很低的，现在不仅可以分析，而且精度极高，过去对现代热液成矿作用了解甚少，现在已发现多种现代成矿作用，并能对其中的一部分进行直接的观察和研究。这为完善或建立新的热液成矿理论创造了有利的条件。高精度和快速的分析技术，不仅能获得各种造岩元素的精确含量，也能获得绝大部分微量和痕量元素的可靠含量。通过对成矿蚀变体系各种岩石化学成分的对比，可以得到成矿元素来源的信息。此外，利用同位素、微量元素和稀土元素等资料也可对成矿物质来源作出判断。不同的水，如大气水、海水、岩浆水、变质水、地下水等，具有各自的氧、氢同位素特征。根据矿石矿物、蚀变矿物和流体包裹体的氧、氢等同位素资料可确定成矿热液中水的来源。根据矿体与热源体的关系、成矿和蚀变的温度、各种直接和间接的测温和温度计所得的温度资料，也可对成矿热液的热源作出判断。在此基础上我们选择了最复杂、长期有争议的、与岩浆活动有关的一批热液矿床作为研究的重点，其中包括斑岩型、矽卡岩型、脉型和层控或层状的铜、钨、锡、铅、锌等矿床，如德兴地区斑岩铜矿、九瑞地区的斑岩型、矽卡岩型和层状含铜黄铁矿型三位一体的铜矿床，柿竹园的矽卡岩型、云英岩型和斑岩型钨锡钼铋矿床及铅锌矿床，西华山-漂塘地区的石英脉型黑钨矿床等进行研究。

一、德兴矿田

（一）矿田成矿地质背景

德兴矿田位于杨子地台之江南台隆的东南缘，赣东北深断裂旁侧，与浙赣坳陷紧邻。

区内地层主要为上元古界九岭群，其由变质沉凝灰岩和绢云母千枚岩等组成。由砂页岩、凝灰岩和灰岩等组成的震旦系和寒武系出露于矿田的东南角。此外，侏罗纪红色砂砾岩和中酸性火山岩零星分布于矿田南部。

区内东西和北东两种方向褶皱轴重接，其中东西向的泗洲庙复向斜横贯矿田北部。已知斑岩铜矿床、铅锌矿床、黄铁矿床和金矿床等均位于其南翼。区内东西向、北东向和北北东向的断裂很发育。

区内出现多次岩浆活动，除前寒武纪的火山活动外，加里东期和海西期有少量中一基性岩脉和岩株，印支期有大茅山花岗岩岩基，燕山期有超基性——中酸性侵入体和火山岩。铜矿化主要与燕山期的花岗闪长斑岩和英安斑岩等有关。

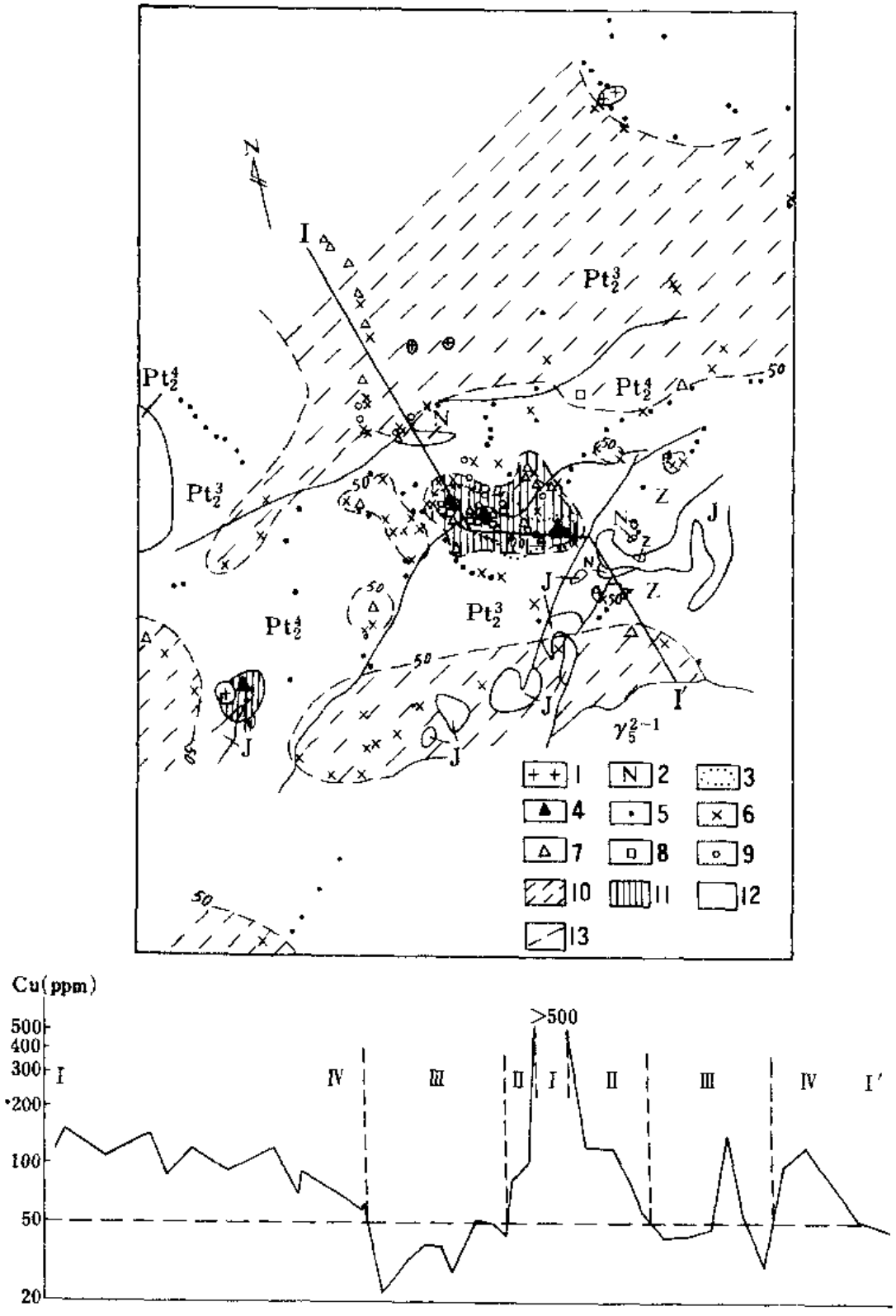


图 1-1-1　德兴矿田地质和铜的地球化学场图（1：20 万）

1-花岗闪长斑岩、英安斑岩和长英质熔岩；2-基性和超基性岩；3-热液蚀变范围；4-铜矿床；5-8-铜含量（ppm）范围（5 为＜50；6 为 50-100；7 为 100-150；8 为＞150）；9-取样孔；10-12-铜的地球化学场（10-正常场；11-增高场；12-降低场）；13-铜含量等值线；Ⅰ-矿化场；Ⅱ-正晕场；Ⅲ-降低场；Ⅳ-正常场

(二) 主要成矿元素来源

用于研究成矿物质来源的方法很多，如硫、铅、锶、碳、氧等的同位素方法，稀土元素方法、微量元素方法及各种元素对或元素组合比值法等。这些方法对研究斑岩铜矿的铜质来源都属间接的推断。为了更直接地查明斑岩矿床的铜质来源，我们采用了研究和分析离矿体不同距离的围岩的岩性和铜含量的对比方法。我们认为通过用矿体周围同一层位和同种岩石铜含量的变化来确定成矿金属来源不仅是可能的，而且是更可靠的。

在矿床周围，半径为 10–20km，面积约 700km^2 的范围内，按近密远疏的原则，采集了较新鲜的岩矿石样 292 个（其中地表样 192 个），全部样品作了铜元素分析和等离子光谱分析（37 个元素），部分样品作了岩石化学分析、稀土元素分析和部分挥发组分和微量元素分析．用不同方法测得的铜量差值很小，平均差值在允许误差范围之内，分析数据是可信的。

1．矿体外围岩石中铜含量的变化

对全部岩矿石样品作了铜含量分析，其变化范围为 6–27500ppm（表 1–1–1），其中大多数样品铜含量为 20–160ppm，铜含量在 180ppm 以上的仅占样品的 7.5%。

将全部样品按≤50、51–100、101–150 和＞150ppm 的相应符号标于矿田地质简图的取样点上（图 1–1–1），可清楚地看出：铜含量大于 150ppm 的样品几乎全部集中在斑岩铜矿床内，即集中在矿体及其周围面积不大的范围内；铜含量在 150ppm 以下的三种含量范围样品的分布不是杂乱无章，而是成片成带；在铜矿床外围有一个低铜含量区，即小于 50ppm 的样品有呈环状围绕矿床分布之趋势。

表 1–1–1　德兴矿田各地球化学场铜含量（ppm）统计表

		异常场			正常场
		增高场		降低场	
		矿化场	正晕场	负晕场	
$\bar{X}$ / 样品数（个）		6186 / 8	126 / 60	42.78 / 114	78.54 / 114
铜含量范围		1250–27500	18–930	6–180	13–290
Sx		8882	158.9	23.22	50.33
$Sx / \bar{X}$		1.44	1.26	0.54	0.64
铜含量＞正常场$\bar{X}$的样数 / （%）		8 / 100	30 / 50	8 / 7	42 / 37
铜含量＜降低场$\bar{X}$的样数 / （%）		0 / 0	10 / 16.7	71 / 62.3	19 / 16.7
＞100ppm 的样数 / （%）		8 / 100	24 / 40	3 / 2.6	19 / 28.4
含量为$\bar{X}$（1±1 / 2）的样数 / （%）		3 / 37.5	32 / 53.3	92 / 80.7	77 / 67.5
面积（km^2）		1.32	22.9	420	＞300
离岩体距离（km）	范围	0.0–0.9	0–3.5	0.8–12	1.3–20
	多数	0–0.4	0.4–1.5	1.5–5	＞5

$\bar{X}$–平均值；Sx–标准离差

由于不同铜含量的样品成带或成片分布，因此，可将矿田划分出不同的铜含量区：低值区，多数样品的铜含量小于或等于 50ppm；中值区，多数样品的铜含量在 51–100ppm

范围内；高值区，绝大多数样品的铜含量大于 50ppm，其中近半数样品大于 100ppm，有相当一部分为几千 ppm。

铜的高值区与斑岩铜矿体及其周围蚀变岩分布范围大致相当，低值区在高值区的外围。中值区离矿体较远。由此可见，矿田内不同铜含量的分布区与铜矿化有密切的关系。由铜矿体向外，依次为高值区、低值区和中值区，即斑岩体周围围岩中的铜含量从接触带向外，先为高值或特高值，然后变为低值或最低值，最后变为中等值。

2．铜的地球化学场及其与矿化的关系

根据样品铜含量，可将矿田大致分为三种铜的地球化学场：高值场、中值场和低值场。高值场位于矿田中心，近于椭圆形，面积约 24km^2，其一半在九都组的第三岩性段，另一半在第四岩性段，该场的长轴方向为北西西，与走向近于北东的地层交切。铜厂、富家坞和朱砂红三个斑岩铜矿床均在高值场中。低值场大体呈近于东西和南北向的十字形条带，面积约 400km^2，其延伸方向明显与地层走向不一致，即低值场穿切不同时代的地层和岩性。已知的铜和黄铁矿矿床均在低值场内。中值场呈块出现，大体呈东西向，延伸方向也与地层不一致，而与铜矿床有密切的关系。矿田内主要地层为上元古界九岭群九都组，为一套火山-沉积的碎屑岩建造，从绢云千枚岩至变质沉凝灰岩。总的来看，全区岩性较简单，同类岩石在全区各处都能见到，矿物成分、矿物含量、结构构造等较稳定，但它们的铜含量随离矿体距离的不同而变化，表明某些铜的地球化学场的形成是与铜矿化紧密相关的。

使用围岩中成矿元素的含量变化查明成矿元素来源方法的基本思想是，同一层位或同一地质体的同种岩石具有相对的稳定性，其造岩元素和微量元素的含量也较稳走。如在这些层位和岩石中形成热液矿床，若成矿物质来自岩浆或深部，则这些层位或岩性的成矿元素含量，仅在矿体及其附近增高，往外应无明显变化，基本上是稳定的，若成矿物质来自矿体周围的层位或岩石，则成矿元素除在矿体及其附近显著增高外，在增高区外围必然会存在一个降低区，再向外，成矿元素含量不发生变化，即含量高于降低区。由此可见，在矿床外围是否存在成矿元素低值区，是确定成矿物质来源的重要依据。

德兴矿田内铜厂、富家坞、朱砂红和银山四个铜矿床外围都存在铜含量低值区，这种低值场常常出现在矿体的周围，并分布于高值场和中值场之间。我们认为，这种现象清楚地表明围岩为成矿提供了物质。

既然铜的地球化学场与成矿有密切的关系，就应给这些场赋于明确的地质意义。中值场远离斑岩体和矿体，一般距离岩体超过 3km，其岩石不受或仅受微弱的岩浆和热液作用的影响，其铜含量在成矿过程中基本不变，因此，中值场可称为原始场、正常场或背景场。低值场位于中值场和高值场之间，成矿前没有高值场，也没有低值场，都是中值场。高值场和低值场在空间上紧密相伴，故低值场可称为降低场或负异常场或负晕场。高值场可统称为增高场，其中包括二部分：矿体和非矿体。我们将铜含量在 1000ppm 以上的算作矿化体，即称为矿化场，小于 1000ppm 的称为正晕场或正异常场。由于这些场与成矿密切相关，因此，它们之间有特定的空间关系，从矿体向外，依次为矿化场、正晕场、降低场和正常场

3．铜的各种地球化学场的特征

矿田被划分成不同的铜的地球化学场，它们之间存在着一定的或明显的差异。即每种

场都有其特征（表 1-1-1）。

矿化场的特征是：铜含量高，平均值约 6000ppm，比铜含量较高的正晕场平均值高 50 倍，比铜含量最低的降低场平均值高 100 倍以上；分布的范围很小，小于 $2km^2$，不足正晕场面积的 1／10，不足降低场的 1／200；其分布与矿体基本一致，故矿化场是由特殊的强烈蚀变和矿化的岩石构成。

正晕场的铜含量变化范围从 18-930ppm，最高值超过最低值的 50 倍。平均值为 126ppm，比正常场和降低场均高。该场的部分样品铜含量与正常场相似，但有一个明显的区别，大于 150ppm 的样品在正常场中罕见，而在正晕场中占有一定的比例。更重要的差异是正晕场中的岩石均有不同程度的蚀变，而正常场中的岩石无蚀变。正晕场总是围绕矿化场分布，其面积远比矿化场大，但比降低场要小得多，约为降低场的 1／20。

降低场最重要的特征是铜含量低，平均值、最低和最高值都是成倍或几乎成倍地低于其它场，如矿田内铜含量小于 10ppm 的样品仅在降低场中出现，在降低场中铜含量达 100ppm 的样品只有 3%，达正常场平均值的样品只占 7%。降低场分布于正晕场外围，面积很大，比增高场（矿化场+正晕场）面积大近 20 倍。

正常场的平均铜含量为 78ppm，属中等，但比沉积岩的平均值 56ppm 高，比矿化场和正晕场低，但比降低场高。样品的铜含量相对较均匀，偏高和偏低的样品较少。其分布位置离矿化场相对较远。

4. 矿田内岩石铜含量的频度分布

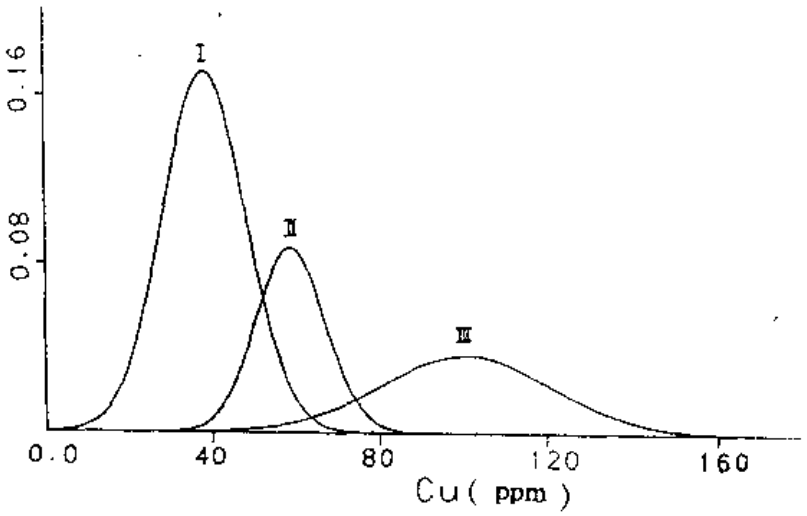


图 1-1-2 德兴铜矿田岩石铜含量的频率分布图

由于研究重点是查明矿体围岩的铜含量状况，所以，矿体部分仅采少数样，虽有一定的代表性，但在频数分布图上无法表示。因矿床都进行了勘探，这方面的资料极其丰富。矿体部分铜含量的最高频度集中在 3000-6000ppm。矿化场以外样品铜含量经计算机处理后获得了相对频度分布曲线（图 1-1-2）。该图表明，矿田内岩石样品的铜含量从几至 160ppm，基本上是连续的，其可分成二部分，以 75ppm 为界，极大部分样品铜含量小于 75ppm，最高频度为 35ppm，该区频度值虽不对称分布，最高频度偏向低值端，通过计算机处理分解为二条对称的频度分布曲线。铜含量大于 75ppm 部分的直方图具很好的对称性，获得了一条很理想的频度曲线。由图可见，这些样品的频度直方图被分解成三条频度分布曲线，即存在三类铜含量值区。低值区的频度很高，超过其它二类铜含量值区的频度之和，说明半数以上的样品落入低值区。中值区的频度中等，偏高值区的

频度最小。曲线（Ⅰ）代表降低场岩石铜含量分布频度，曲线（Ⅱ）代表正常场，曲线（Ⅲ）基本代表正晕场。

5．矿田内铜的地球化学场的形成

矿田内四个铜的地球化学场可分为原生和后生的二类。正常场一般离岩体和矿体较远，在3km以外，不受岩浆和热液活动的影响，因此，其中的岩石都是正常的沉积变质岩或火山沉积变质岩。岩石中的铜含量在成岩后未发生变化，故称之为铜的原始地球化学场。矿化场和正晕场是后生的，与岩浆侵入，斑岩体的形成，热液活动和蚀变交代密切相关，故不属原始地球化学场。

我们把铜的低值场称为降低场，即认为它是后生的，与热液成矿作用密切相关。主要依据是：

(1) 降低场与增高场相伴出现，并围绕增高场分布。它具有较固定的位置，产于增高场和正常场之间；

(2) 降低场的岩石铜含量分布明显不同于其它场，最高频度的铜含量远低于其它场的最高频度值。最低值也比其它场的最低值小1-2倍；

(3) 同一层位的同种岩石的铜含量随离斑岩体或铜矿体的距离变化而变化，由岩体向外，从高或极高，经很低至中等含量；

(4) 铜的后生地球化学场之间不仅有密切的空间关系，而且在铜含量和场的范围方面有制约关系。它们的平均含量与正常场的平均值的差值大，则面积小，差值小，则面积大。如矿化场平均值比正常场大数十倍，其面积很小，而降低场平均值与正常场差异较小，其范围很大。即增高场的铜的增加量与降低场中铜的减少量有对应关系。

综上所述，我们认为，在成矿前矿田内岩石铜含量比较均匀，变化范围不大，多数值为20-110ppm，即成矿前只有一个铜的原始地球化学场。由于岩浆的侵入和热液活动，岩体周围一定范围内的岩石铜含量发生变化，部分铜被活化，并富集于适宜铜沉淀的部位。结果在花岗闪长斑岩接触带附近形成了铜的增高场（矿化场和正晕场），其外围出现了范围较大的铜的降低场。

正常场和降低场中岩石的层位和岩性是完全相同的，但它们的铜含量频度分布明显不同，正常场的高频峰的铜值高于降低场（>20ppm），这与二场平均值之差（$78-43=35$ppm）基本一致。这也是降低场是由正常场演化而成的证据之一。

若斑岩铜矿的矿质确实来自周围的岩石，则降低场释放出来的铜量是否足以形成矿体和正晕场呢？为此，我们根据已有的分析统计资料作了粗略的估算。由表1-1-2可知，各场的铜的平均含量及其与正常场平均值的差，各场的面积和岩石的体重通过测定、统计和圈定获得。深度根据勘探查明的矿体垂向厚度取最大值500m，正晕场和降低场根据已有资料均取1500m，然后分别计算出各场岩石的总重量和铜的变化量。计算结果表明，降低场减少的铜量足以形成斑岩铜矿体和铜的正晕场。

除铜以外，造岩元素，微量元素，稀土元素和卤族元素在斑岩铜矿周围岩石中均有明显的变化，它们的变化规律，部分与铜相似，部分与铜不同。但总的来看，它们的共同特征是，愈近斑岩体或矿体中心，变化幅度愈大，随离接触带距离增大，变化幅度有明显减小的趋势。对比铜矿石、花岗闪长斑岩和围岩的稀土元素球粒陨石标准化曲线，可以看出，矿石与围岩的基本一致，而与斑岩的差别悬殊，这反映了成矿物质主要来自围岩。

表 1-1-2　德兴矿田成矿过程中各地球化学场铜量变化表

	增高场		降低场（负晕场）	正常场
	矿化场	正晕场		
$\bar{X}$ (ppm)	6186	126	42.78	78.54
$\bar{X}_{异常场}-\bar{X}_{正常场}$ (ppm)	6107.5	47.46	−35.76	
S（面积，km^2）	1.32	22.9	115*	
H（深度，km）	0.5	1.5	1.5	
V（体积，km^3）	0.66	34.35	172.5	
D（体重）	2.79	2.68	2.72	
总重量（吨，t）	1.841×10^9	92.06×10^9	469.2×10^9	
Q（铜的变化量，万吨）	+1124.4	+436.9	−1677.9	
	−116.6			

注：计算按下列公式 $Q=S\cdot H\cdot D\ (\bar{X}_{异常场}-\bar{X}_{正常场})$，正值为增加或带入量，负值为减少或带出量。

* 降低场的计算范围限于离岩体 5km 之内

6．各种铜的地球化学场中岩石的体重

对各种铜的地球化学场中岩石的体重进行了测定，计算所得各场的平均值如下：正常场和降低场的体重均为 2.72，正晕场为 2.68，矿化场为 2.79。因为这些岩石都为斑岩体的围岩，在成矿前基本上是相同的，体重都与远离岩体不受岩浆和热液作用影响的正常场中的岩石一样，即约为 2.72。那末，降低场中岩石的体重没有发生变化，正晕场中岩石由于蚀变体重变小至 2.68。矿化场中岩石蚀变更强理应体重更小，但由于伴随蚀变而富集比重很大的金属矿物，所以，体重增至 2.79。由此可见在四个铜的地球化学场中，除正常场和降低场外，正晕场和矿化场中岩（矿）石体重发生了明显的变化。

7．各种铜的地球化学场岩石的造岩元素含量

矿田内斑岩体周围岩石中的铜含量随离岩体距离的增大发生明显的变化，表明在成矿过程中离岩体数公里岩石中的铜发生了活化、迁移和再分配。热液作用能使铜变化，同样也能使岩石中的其它元素和组分发生变化。为此，我们选择了四个不同铜的地球化学场中有代表性的 16 个样品，作了硅酸盐分析、部分微量元素和挥发组分的分析。结果表明，多数元素与铜一样，随离斑岩体距离的变化，含量也发生变化。

各铜的地球化学场中岩石的造岩元素含量有明显的差异，为了更好地反映它们的变化趋势，首先将它们的百分含量换算成单位体积内的重量，并分别算出各异常场与正常场之量的比值，然后根据各铜的地球化学场离斑岩体的平均距离和上述的比值作图（图 1-1-3）。该图清楚地表明，造岩元素可分成三组：变化极大的——与正常场相比增大 10 倍以上或缩小至 1／10 以下，如 Cu 和 Na_2O；变化明显的——增大一倍或缩小到 50%，如 CO_2、K_2O 和 CaO；变化较小的——变化量不超过 20%，如 H_2O、Al_2O_3、TFe、SiO_2 和 MgO。

不同的元素有不同的变化特征。与正常场相比，最大变化量可出现在各种铜的地球化学场内，如 Cu、Na_2O、CO_2 和 CaO 在矿化场，Al_2O_3、SiO_2、TFe、H_2O 和 K_2O 等在

正晕场内，而 MgO 在降低场中。总的来看，从正常场-降低场-正晕场-矿化场，即向岩体方向岩石中元素含量与正常场的相比变化幅度逐渐增大，特别是主要的成矿和蚀变元素。

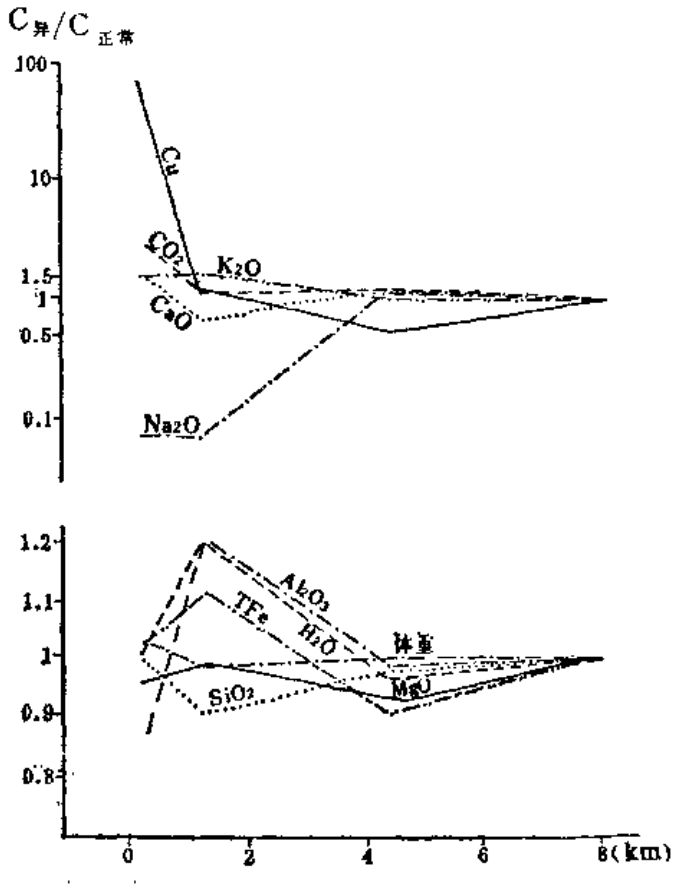


图 1-1-3　德兴矿田岩石化学成分相对含量与岩体距离的关系

C-单位体积中的重量；异-异常场；正常-正常场

在矿化场中 Cu、K_2O、CO_2 和 CaO 明显增长，Na_2O 急剧减少。这表明，铜矿化与钾化、碳酸盐化和去钠化等密切相关。

除 Al_2O_3 和 TFe 等变化趋势与铜相似外，多数元素的变化特征与铜有别，但大部分元素在不同铜的地球化学场中也显异常值，且有正有负。这在一定程度上表明它们在铜的成矿过程中也发生了富集和贫化。

8．各种铜的地球化学场岩石的微量元素含量

各种铜的地球化学场中岩石微量元素的含量是有明显差异的，变化明显的为 As、Cl、Rb、Sr 和 Ba，变化较小的为 F（表 1-1-3）。由岩体向外，不同微量元素在同类岩石中的含量有各自的变化趋势，其中 As、Rb 和 F 与 Cu 相似，降低场的平均值最低，矿化场最高，正晕场中等，正常场偏高（F 偏低）。Cl 随离岩体的距离增大而趋于升高，即正常场的值最高，异常场均降低，特别是矿化场的值最低。Sr 和 Ba 在离岩体很近和很远处岩石中的含量相近，但离岩体中等距离处岩石中的含量发生明显变化，Ba 升高，Sr 降低，特别是在正晕场中。这表明，在热液活动过程中，离岩体数公里的岩石造岩元素、成矿元素，以及微量元素均发生了变化，但不同的元素可以具有不同的变化规律或趋势。

表 1-1-3　铜的地球化学场岩石微量元素含量表

场　名	样品数	Rb	Sr	Ba	As	Cl	F
正常场	5-7	0.0100	0.0160	0.059	0.0003	0.0062	0.061
降低场	3-7	0.0091	0.0145	0.088	0.0002	0.003	0.045
正晕场	6-7	0.0124	0.0106	0.103	0.0008	0.005	0.057
矿化场	2	0.0155	0.0160	0.064	0.0015	0.0025	0.070

9．各种铜的地球化学场岩石的稀土元素含量

德兴矿田斑岩体外围岩石稀土元素分析结果和统计表明，不同铜的地球化学场中岩石的稀土含量不一样，铜的矿化场的稀土元素平均值最高，正晕场较高，正常场中等，降低场最低（表 1-1-4）。由此可见，围岩中的稀土元素在成矿过程中也发生活化和再分配，其变化特征与铜基本相似，只是降低场的下降和矿化场的升高幅度不如铜。如将轻、重稀土分别统计，则可看出重稀土在不同地球化学场中基本稳定，含量变化较小，轻稀土含量变化较明显，由于轻、重稀土变化的不一致性，轻稀土与重稀土比值与稀土总量变化不一致，向岩体方向，轻、重稀土的比值逐渐加大，从 6.56 增至 8.91。铕的异常有减弱的趋势。

表 1-1-4　铜地球化学场中岩石稀土元素含量

场名	矿化场	正晕场	降低场	正常场
样数	2	6	3	4
La	47.97	35.40	31.32	31.82
Ce	91.76	78.07	63.65	70.99
Pr	9.74	8.94	7.61	7.88
Nd	35.28	35.00	29.53	30.74
Sm	7.69	8.15	6.65	7.18
Eu	1.73	1.85	1.33	1.48
Gd	6.47	7.31	5.95	6.50
Tb	0.81	0.91	0.77	0.82
Dy	5.69	6.48	5.55	5.95
Ho	1.58	1.81	1.58	1.68
Er	3.42	3.93	3.32	3.52
Tm	0.52	0.60	0.44	0.60
Yb	3.04	3.61	3.20	3.35
Lu	0.27	0.52	0.45	0.44
Y	29.14	33.06	28.60	30.67
ΣREE	215.94	192.55	161.47	172.93
ΣL	194.16	167.41	140.21	150.07
ΣH	21.78	25.15	21.25	22.86
ΣL / ΣH	8.91	6.66	6.60	6.56
La / Yb	15.44	9.63	9.75	9.62
δ_{Eu}	0.89	0.78	0.69	0.78

10．各种铜的地球化学场岩石的氧同位素组成

斑岩体周围的岩石，随离岩体距离的增大，大部分元素均发生明显的变化，特别是主要的成矿和蚀变元素，如 Cu、Na_2O、K_2O、CaO 和 CO_2 等，在热液成矿过程中围岩的

氧同位素有没有发生变化呢？我们对四个铜的地球化学场中16个样品，作了全岩的氧同位素分析，结果显示出不同场的$\delta^{18}O$值有明显的变化。为了获得可靠的结论，对这批样品又用高精度的BrF_5法进行重新测定。实验的精度$\sigma_{n-1}=0.07\sim0.17‰$。由表1-1-5可见，由斑岩体的接触带向外，随距离的增大，$\delta^{18}O$值不断增大，从矿化场的平均值8.67‰，正晕场的10.14‰，降低场的11.27‰至正常场的12.81‰。如把远离岩体未受岩浆和热液作用影响的铜的正常场中岩石作标准，则其它各场岩石的$\delta^{18}O$值都不同程度地变小，特别是明显矿化或蚀变岩石的$\delta^{18}O$平均值为8.67%，比正常场的值低4.17‰，下降幅度是相当大的。从总体来看，矿体周围$\delta^{18}O$值变小岩石的范围也是很大的，这与岩石中造岩元素和微量元素的变化也是一致的。

表1-1-5 各铜的地球化学场岩石的$\delta^{18}O$值

场名	样号	$\delta^{18}O$ (‰)	变化范围	平均值
矿化场	485	8.65	8.65–8.68	8.67
	484	8.68		
正晕场	355–3	8.11	8.11–12.47	10.14
	355–5	8.12		
	474	9.55		
	302	12.47		
	304	11.46		
	306	11.11		
降低场	344	10.63	10.57–10.63	10.60
	346	10.57		
正常场	378	12.62	11.24–14.12	12.77
	353–4	13.53		
	353–7	14.12		
	377	12.07		
	382	13.09		
	409	11.24		

11．各种铜的地球化学场岩石的铷锶年龄

斑岩体周围的岩石全部属上元古界九岭群九都组，为一套浅变质的火山-沉积的碎屑岩。这套岩石主要经受了三类地质作用：沉积-成岩、区域变质和与岩浆有关的接触变质和热液蚀变。区内沉积岩都经受了沉积-成岩和区域变质作用，但与岩浆有关的作用局限于离岩体一定距离的岩石。故从岩体接触带往外，同一层位岩石的铷、锶比值和铷锶年龄可能会有差别。分析结果确实如此，从岩体向外铷锶年龄逐渐明显增大，各铜的地球化学场岩石的平均年龄如下：矿化场—197Ma，正晕场—354Ma，降低场—463Ma，正常场—518Ma（表1-1-6）。同一层位的岩石由于离岩体距离的不同，铷锶年龄的差异极为悬殊，从197Ma增至518Ma。后者看来并不代表沉积或成岩年龄，而可能是代表区域变质年龄。197Ma与斑岩体的年龄179Ma很接近，因此其代表岩浆引起的热事件（热变质、

热液交代等）年龄．很有意思的是，在全岩的铷锶等时线图上，16 个样，构成二条等时线（图 1-1-4）．一条等时线的年龄为 212± 19Ma，锶的初始值为 0.7078，其由近接触带的 4 个强矿化蚀变岩和无矿化蚀变岩构成，它们的单样年龄小于 230Ma。另一条等时线由 10 个未蚀变的远离岩体的样品构成，年龄为 545.2± 34.2Ma，单样年龄均大于 400Ma，该等时线的初始锶值为 0.7078．这两条等时线大体上代表二个体系，212Ma 等时线代表岩浆热事件岩石体系，545.2Ma 等时线代表区域变质热事件岩石体系，沉积-成岩年龄还要大得多。

表 1-1-6　各铜的地球化学场岩石铷锶年龄表

场名	样号	岩　　石	Rbc ug/g	Src ug/g	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	年　龄　(Ma)		
							单样	范围	平均
矿化场	485	矿化蚀变沉凝灰岩	132.4	18.28	20.9029	0.70267	180.9		
	484	矿化千枚岩	108.4	190.1	1.6531	0.71379	212.3	180.9–212.3	196.6
正常场	355–5	角岩化沉凝灰岩	90.2	256.9	1.0155	0.71164	196.4		
	474	蚀变沉凝灰岩	201.4	18.6	31.3698	0.80970	226		
	306	凝灰质千枚岩	184.4	73.8	7.2217	0.76013	488.2	196.4–506.5	354.3
	312	变质沉凝灰岩	88.0	164.2	1.5498	0.72108	506.5		
降低场	310	变质沉凝灰岩	93.9	167.3	1.6223	0.72061	463.5		
	444–2	变质沉凝灰岩	85.1	176.5	1.3946	0.71954	485.3	438.8–485.3	462.5
	346	千　枚　岩	94.8	112.4	2.4399	0.72515	438.8		
正常场	378	变质沉凝灰岩	129.3	49.2	7.6078	0.77488	599		
	411	凝灰质千枚岩	97.7	102.7	2.7494	0.72719	441.5		
	414	凝灰质千枚岩	106.7	84.2	3.6644	0.73383	458.6		
	382	变质沉凝灰岩	57.1	181.7	0.9096	0.71780	608.8	441.5–608.8	517.6
	353–4	变质沉凝灰岩	152.3	89.8	4.9037	0.74346	480.4		

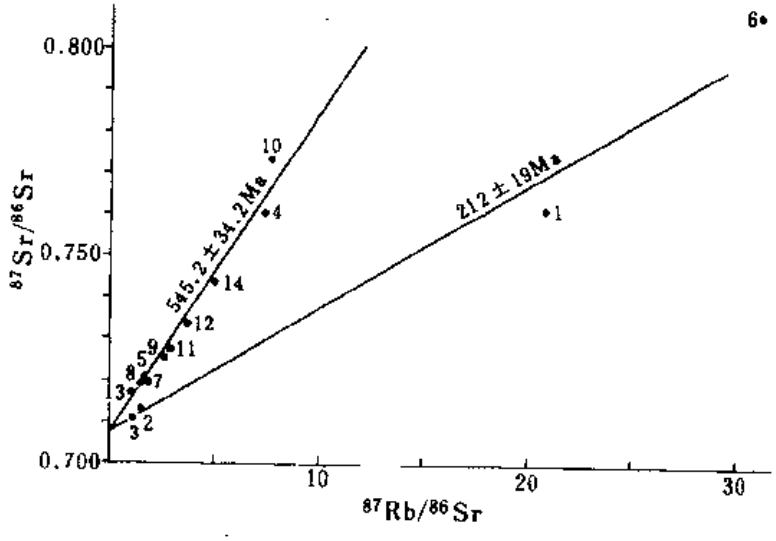


图 1-1-4　德兴矿田变质火山-沉积岩铷-锶等时线图

对其中的部分样品作了钾氩法年龄，获得了相似的结果，矿石年龄为 186Ma，与 197Ma 的铷锶年龄和 179Ma 的斑岩体年龄均很接近，其它多数样品数据在 435–582Ma 之间，与 545Ma 的铷锶年龄较接近。

上述同位素年龄资料表明，本区上元古代沉积的一套火山-沉积岩约在 545Ma 前发生了区域变质作用，花岗闪长斑岩岩浆的侵入及由此引起的热事件，使其周围的岩石发生变质、交代和重结晶。

12．花岗闪长斑岩的铜的地球化学场

通过对位于铜厂花岗闪长斑岩体中心的301孔岩心的研究，发现在岩体中也存在不同的铜的地球化学场（表1-1-7），从地表至深部约200m，岩石矿化和蚀变强烈，铁、铜含量显著增高，钠、锶、铝和稀土元素的含量急剧或明显减少。该段基本上为铜矿体，故为铜的矿化场。约自200-550m岩石蚀变中等或偏弱，上述元素的变化趋势仍存在，但变化的梯度减小，其铜含量范围为99-336ppm，平均值为190ppm，与变质火山沉积岩的正晕场特征基本一致。约550m以下，岩石蚀变较弱，轻度的绢云母化、绿泥石化，弱至中等的碳酸盐化，岩石的铜含量为20-30ppm，平均值为25ppm，其与花岗闪长斑岩的克拉克值相近。根据围岩铜的地球化学场的特征，似应属于降低场或正常场。

表1-1-7　铜厂花岗闪长斑岩成分和蚀变等垂向变化表

样号	孔深(m)	Al	Fe	K	Na	Cu	Sr	La	$\delta^{18}O$(‰)	斑晶（粒径mm）	基质（粒径，mm）	蚀变	铜地化场
500	89	6.64	5.06	2.93	<0.05	3923	37.5	15.4	8.61	(3-4)	(0.1)	全交代	
501	173	7.65	4.32	3.13	0.90	36.9	239	23.1		Q.Pl.Bt	Q.Pl	Pl→Ser（+Cb）	矿化场
502	250	8.12	3.57	2.56	1.64	336	572	29.5	6.51	(1-6)		Bt→Chl+Mu+Cb	
503	374	8.07	2.81	3.15	2.60	108	706	28.2	6.91	(1-8) Q.Pl.Or.Bt	(0.5)	中等交代 同上	正晕场
504	396	7.99	2.59	2.71	2.96	216	713	34.5		(0.5-8)	(0.1)		
505	471	8.59	3.34	2.66	2.99	99.4	1021	40.3	6.36	Q.Pl.Or.Bt.Am	Q.Or.Pl	弱交代	
506	625	7.50	3.65	3.02	2.81	28.6	717	41.9	6.47	(1-10)	(0.5)	Pl→Ser+Cb+Ep	
507	668	8.36	2.87	3.21	2.96	22.2	725	31.0	6.63	Q.Pl.Or.Am		Am→Bt+Chl+Cb	
602	1486								4.99	(1.5-8)	(0.3-1.5)	Bt→Chl+Cb+Ep	降低场

注：1、造岩元素含量为百分值，其它元素为ppm；2、矿物符号：Q-石英，Pl-斜长石，Or-钾长石，Bt-黑云母，Am-角闪石，Mu-白云母，Ser-绢云母，Cb-碳酸盐，Chl-绿泥石，Ep-绿帘石

13．矿脉围岩的成矿元素含量变化

矿田内矿脉的厚度从矿体中心向外，依次为微脉、细脉、中-大脉，矿体中心部分的微脉和细脉，含铜高，矿体边缘或外围的中-大脉以黄铁矿为主，含铜较低。矿体部分由于硅化和绢云母化较强，其中微、细脉旁围岩蚀变不明显。而在相对较弱蚀变带中的矿脉旁，可见明显的围岩蚀变，表现在颜色上为明显的退色，微脉的宽度为0.5-1mm，其两侧有对称的退色蚀变带，带的总宽度约为20mm。微脉由石英、黄铜矿和黄铁矿等构成，而退色带的重要变化是铁质减少，这部分铁明显集中于微脉的硫化物内。为了查明退色带的成矿元素变化，我们对黄铁矿脉围岩作了研究，该脉的退色带宽50cm，与弱退色或未退色的岩石相比，铁含量平均减少了2.67%（表1-1-8），退色带宽度为脉体的5倍，即退色带释放的铁能使脉体铁含量增长13.4%。这部分铁虽然还不足以形成黄铁矿脉，但清楚表明，围岩为成矿提供物质，或者说，围岩是重要的成矿物质之源。在退色带中不仅铁含量明显减少，而且，锰、铜、锌和稀土元素也不同程度地减少，它们在黄铁矿脉中有所富集。这些资料和现象反映了矿化与围岩在元素再分配方面的密切关系。

表 1-1-8　高家钨黄铁矿脉围岩铁铜等含量的变化

样号	离脉距离 (m)	岩石	Fe (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	La (ppm)
512	0.30	灰白色千枚岩	1.17	0.20	50.3	14.3	12	17.1
513	3	灰绿色千枚岩	4.05	0.68	259	127	31	31.5
514	20	暗灰绿色千枚岩	3.79	0.78	711	72	54	33.7

（三）成矿热液水的来源

热液矿床中成矿金属元素主要通过高温水的搬运而富集。因此，热液水的来源是矿床成因、成矿规律和矿产预测的关键问题之一。成矿金属是由热液运载的，所以，热液的来源在很大程度上决定了矿质的来源，即矿质不可能来自热液活动区之外，只能从热液形成区或其后来的活动区中获得。

成矿热液水的来源是热液成矿的基本问题之一，过去由于技术条件限制，只停留在对有关现象的分析和推断，作出了不符合实际的结论，严重阻碍了成矿理论的发展。现在研究热液水来源的条件逐步成熟。主要方法是通过测定成矿产物（热液矿物、热液蚀变矿物和岩石、热液矿物中的气液包裹体等）的氢、氧同位素，其次是根据蚀变岩石含水量的变化和蚀变矿物的演化，以及成矿时的物理化学条件和成矿热液的地球化学等分析研究。

1．热液矿物的氧同位素

我们根据芮宗瑶等对德兴矿田的热液石英、钾长石、水云母和绿泥石等所作的氧同位素分析资料，并根据流体包裹体测温和矿物温度计估算的温度，利用矿物-水关系式计算出热液水的氧同位素值制作成图（图 1-1-5）。由图看出：热液矿物的 $\delta^{18}O$ 值变化范围很大，从+11.83 至-0.94‰，其中的石英为+11.83-4.65‰，绿泥石为+4.57—-0.94‰；与这些矿物平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 变化范围亦较大，从+6.09—-3.44‰，其中与石英平衡的热液水 $\delta^{18}O$ 为+5.01—+1.36‰，与水白云母平衡的热液水 $\delta^{18}O$ 为+3.37—2.68%，与绿泥石平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 为+2.07—-3.44‰；若将这些热液水分为高温弱矿化钾化价段和强矿化中温蚀变阶段，则前者的 $\delta^{18}O$ 平均值为 4.64%，范围为 6.09—1.36‰，后者的平均值为 1.5‰，范围为 4.56—-3.44‰。全部热液水的 $\delta^{18}O$ 平均值为 2.45‰。值得注意的是，高温钾化阶段与石英平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 值中有 1.36‰，矿化阶段石英硫化物脉中与石英平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 值中有-2.62‰和与绿泥石平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 值中有-3.44‰，以上资料和数据表明，德兴矿田成矿热液水的 $\delta^{18}O$ 值是很低的，平均值为 2.45‰，远低于岩浆水的下限，主矿化阶段热液水的 $\delta^{18}O$ 平均值更低，仅为 1.5‰，甚至出现负值。这对查明热液水的来源是很有价值的。

将德兴矿田矿物氧同位素资料与相似矿床作些对比是很有意义的。玉龙斑岩铜矿与德兴斑岩铜矿的成矿条件很相似。对玉龙斑岩铜矿除作热液矿物的氧同位素测定外，还作了包裹体氢的测定。玉龙矿带的钾化阶段热液水的 $\delta^{18}O$ 平均值（5 个样）为 4.04，绢云岩化阶段热液水的 $\delta^{18}O$ 平均值（7 个样）为 1.18‰，几乎与德兴矿田的一样。根据玉龙矿

带矿物包裹体水的 δ_D 值（5 个样）算出的 $\delta^{18}O$ 值为−4.49‰，看来德兴矿田矿物包裹体的 $\delta^{18}O$ 与玉龙矿带的很接近。九瑞地区发育斑岩型、矽卡岩型和似层状三位一体的铜矿床，其成矿条件也与德兴矿田近似，矿石矿物包裹体 δ_D 值经测定并换算所得的 $\delta^{18}O$ 值为−6.05‰。从玉龙和武山岩体石英的 $\delta^{18}O$ 值和热液矿物包裹体水的 $\delta^{18}O$ 值对比看出，石英的 $\delta^{18}O$ 值愈高，包裹体水的 $\delta^{18}O$ 愈低（图 1−1−6）。德兴岩体的石英 $\delta^{18}O$ 值居于玉龙和武山岩体之间，据此，推测德兴铜矿床矿物包裹体水的 $\delta^{18}O$ 值约为−4−−7‰。这些斑岩铜矿床的矿物包裹体代表了成矿热液，其 $\delta^{18}O$ 均为负值或接近负值，表明它们主要不是岩浆水，而是表水。

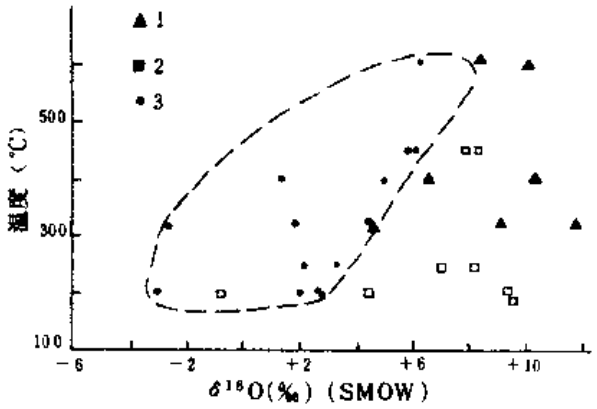


图 1−1−5　德兴铜矿中石英等矿物和热液水的 $\delta^{18}O$ 值对比图
1−石英；2−其它矿物；3−热液水

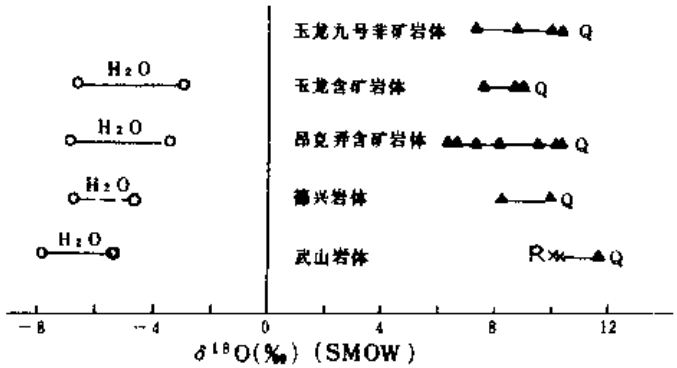


图 1−1−6　石英（Q）和岩石（R）的 $\delta^{18}O$ 值与热液流体包裹体 $\delta^{18}O$ 值对应关系图
实线为实测；虚线为推测

2．矿化蚀变过程中岩石氧同位素的变化

德兴矿田中的斑岩铜矿体主要集中在斑岩体的接触带附近，所以矿体的围岩有花岗闪长斑岩和变质火山沉积碎屑岩二类。为了查明矿化蚀变过程中围岩氧同位素的变化，我们沿水平方向和垂直方向分别进行系统取样。水平剖面主要研究变质火山碎屑岩，垂直剖面研究花岗闪长斑岩。将这些岩石的 $\delta^{18}O$ 值分别与离岩体的距离和离地面的深度作图。

由图 1−1−7 可见，从远处向接触带，变质火山沉积碎屑岩的 $\delta^{18}O$ 逐渐减小，特别是在离岩体约 1.5km 内，明显变小。花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 从地表向深部逐渐减小，其变化幅度是很大的。在斑岩铜矿体附近的围岩，不论是斑岩，还是沉积岩，它们的 $\delta^{18}O$ 值均有明显的变化，但其在水平和垂直方向的变化特点有明显的差异。在水平方向上，我们取了离岩体十多公里的样品，它们不受岩浆和热液作用的影响，代表正常的变质火山沉积岩。向岩体方向岩石的 $\delta^{18}O$ 减小，表明向矿化蚀变中心，岩石的 $\delta^{18}O$ 变小，即离矿化蚀变中心的距离越小，岩石的 $\delta^{18}O$ 值减小得越多。在垂直方向上由于占孔深度的限制，我们只能取到孔深一千多米的样品。在垂向上花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 变化很有规律，由地表的 8.61‰逐渐变至深部约 1500m 处的 4.99‰。地表为矿体中心，斑岩受了强烈的硅化、绢云母化等蚀变（照片 1），最深处为无明显蚀变的花岗闪长斑岩（照片 2）。在垂向上出现了与水平方向上相反的岩石 $\delta^{18}O$ 变化规律，即由矿化中心向无矿化的深部岩石的 $\delta^{18}O$ 值减小。总的来说，本矿田内所有花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 都不是正常的，一般的花岗闪长斑岩 $\delta^{18}O$ 约为 9‰，故矿田内测得的花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 值都因热液作用而不同程度地

变小，假定未受热液影响的花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 值为 9‰，则离矿体 1km 多深的斑岩的 $\delta^{18}O$ 值减小了近一半。要使离矿体约 1.5km 的围岩的 $\delta^{18}O$ 下降 4–5‰，要使花岗闪长斑岩的 $\delta^{18}O$ 下降 5‰，用岩浆水是无法解释的，因为与 $\delta^{18}O$ 为 5‰的花岗闪长斑岩平衡的热液水的 $\delta^{18}O$ 值仅约−2‰，而反应前的原始热液水的 $\delta^{18}O$ 明显地小于−2‰。$\delta^{18}O$ 值为 5–9.5‰的岩浆水也不可能使面积比岩体大十倍，体积大数十倍的围岩的 $\delta^{18}O$ 大幅度下降。由此可知，成矿热液水是以表水或雨水为主。

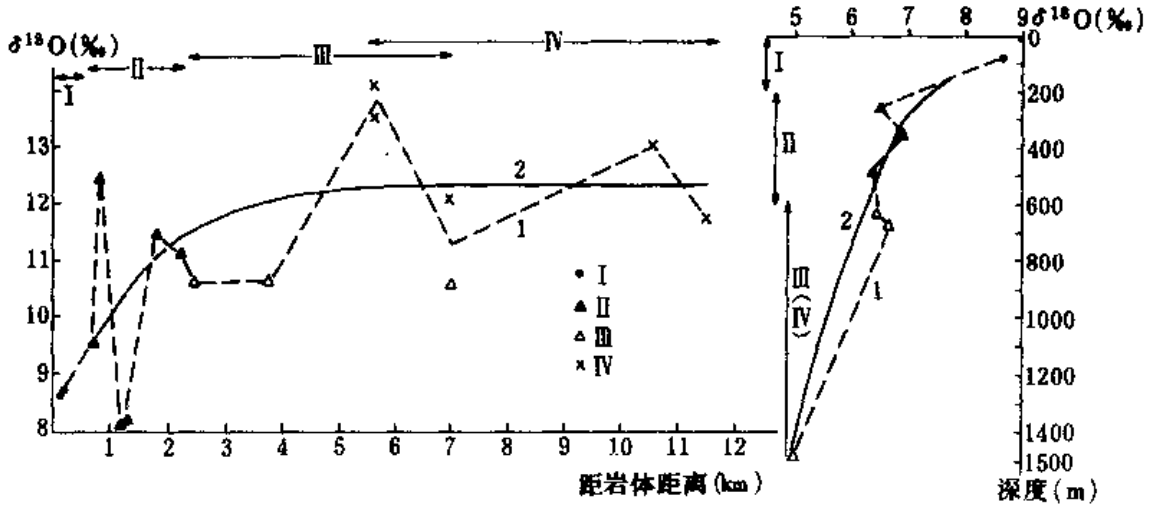


图 1–1–7　德兴矿田由矿体向外岩石矿石 $\delta^{18}O$ 的变化曲线

左为围岩 $\delta^{18}O$ 的水平方向变化；右为斑岩 $\delta^{18}O$ 的垂直方向变化；Ⅰ–矿化场；Ⅱ–正晕场；Ⅲ–降低场；Ⅳ–正常场；虚线为 $\delta^{18}O$ 值的实测曲线；实线为变化趋势线

3．蚀变过程中岩石水含量的变化

在德兴斑岩铜矿的成矿蚀变过程中，岩石的水含量有明显的变化，未蚀变或弱蚀变的花岗闪长斑岩的水含量最低，蚀变后水含量明显增高，因为除硅化外，重要的是长石的绢云母化和黑云母的绿泥石化，这些蚀变都是由无水或少水矿物被含水或多水矿物交代。未蚀变的变质火山沉积岩水含量最高或较高，蚀变后水含量有增有减，因为一方面少量斜长石被绢云母交代，水量增加，另一方面绢云母类矿物随着温度增高，蚀变增强，矿物水分子减少。总趋势是，蚀变斑岩的水含量比未蚀变斑岩的高。部分蚀变的变质火山沉积岩的水含量比未蚀变的低。在蚀变过程中在接触带内侧的斑岩水含量增高，而在外侧的变质火山沉积岩的水含量减少。这种变化显示出成矿蚀变过程中围岩中的部分水进入斑岩中，表明成矿过程中曾发生过热液由围岩向岩体的迁移。

4．岩浆的结晶条件

同一种岩浆在不同的温度和压力等条件下可形成不同的矿物组合。因此，可以根据矿物的组合来确定岩浆结晶的条件。

我们对位于矿体和岩体中心的 ZK301 孔花岗闪长斑岩岩心进行了观察研究，发现由浅往深斑晶和基质的成分均有明显的变化。从地表至深部 670m 均为花岗闪长斑岩，约在 310m 附近有一个钾长石与白云母的界面，界面之上的花岗闪长斑岩中无钾长石斑晶，基质中也无钾长石，只有白云母或绢云母（表 1–1–7）。约在 380m 以上暗色矿物为黑云

母，以下出现角闪石，约在 550m 以下黑云母消失，角闪石增多。

这些花岗闪长斑岩都具斑状结构，斑晶和基质矿物粒度粗细悬殊，斑晶一般为几毫米，基质矿物为 0.nmm。石英斑晶为六方双锥体，长石斑晶具环带构造，基质钾长石有序度较低，表明岩体形成较浅。ZK301 孔的花岗闪长斑岩形成深度不超过 3km，形成压力小于 1kb（1kb = 10^8Pa，下同）。在数百米范围内，压力变化很小，所以，上述斑岩矿物组合的变化主要是由温度决定，这在 Burnham 相图（图 1-1-8）上看得很清楚，550m 以下的斑岩中暗色矿物主要为角闪石（照片 3），矿物组合相当于 A 区，其开始结晶温度高于 820℃，310m 米以上斑岩的暗色矿物主要为黑云母（照片 4），矿物组合相当于 B 区，其开始结晶温度低于 820℃。300m 以上斑岩中无钾长石，但有白云母（照片 5），矿物组合相当于 D 区，其形成温度低于 600℃。在极小范围内同种岩浆形成不同温度的矿物组合是与岩浆含水性有关，岩浆含水愈少，开始结晶温度较高。深部斑岩基本上代表了初始岩浆，其开始结晶温度大于 820℃，若其为水饱和，岩浆中的水含量仅约为 2.5%，按费尔斯台特尔岩浆上升高度与其含水性有关，富水岩浆不能上升，就地结晶，含水岩浆上升距离较小，形成深成岩，贫水岩浆上升高度大，形成浅成侵入体，而无水岩浆上升高度最大，形成喷出岩。按此分类，斑岩岩浆属贫水岩浆，其水含量远小于 2.5%，因此，这种岩浆基本上不释放水或释放少量水，其不可能成为形成斑岩矿床的热液水的主要来源。

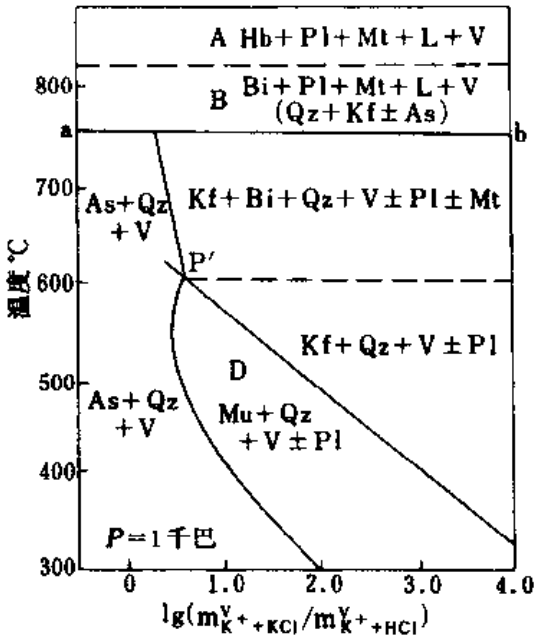


图 1-1-8 花岗闪长岩与氯化物水溶液的平衡反应图解

（据 Burnham，1979）

P′-钾长石、红柱石和白云母的三相共存点，也是与氯化物溶液平衡反应的等压不变点；

V-气相；L-液相；

As-铝硅酸盐（主要为红柱石）；Bi-黑云母；

Hb-角闪石；

Kf-富钾碱性长石；L-硅酸盐熔融体；

Mt-磁铁矿；Mu-白云母；

Pl-斜长石；Q-石英

5．热变质和热液蚀变

花岗闪长斑岩的围岩经受了热变质和热液蚀变。这是二种不同的变质作用，其各自形成特定的产物。热变质作用是在岩浆热的作用下，围岩矿物发生变化，岩石靠岩体愈近，受热愈强，变化愈烈，矿物组合由较低温向较高温演化，绢云母、绿泥石等矿物转变为钾长石、黑云母等，这是典型的进变质作用。通常是在少水或水气不足的条件下进行，由于在水气压不高的增温条件下，围岩矿物由富含水向少含水，甚至不含水矿物变化，因此，有时还出现红柱石等矿物。围岩受热，体积膨胀，压力增大，这样，在岩体周围不仅存在

一个温度梯度，而且还存在一个压力梯度，这就导致接触变质岩由低温矿物变为高温矿物，粒度变粗，粒状和片状等矿物显定向排列，形成条带状角岩（照片 6）。岩石的矿物成分、结构构造等均发生显著的变化。随离接触带距离的加大，角岩的矿物粒度变细，矿物的定向性减弱，并逐渐变为斑点状角岩（照片 7）。角岩在地表少见，主要见于深部，位于斑岩铜矿体之下或偏下部。这些角岩中的黑云母、钾长石、钠长石等在热变质后未受明显的蚀变。

围岩和花岗闪长斑岩均遭受热液蚀变，主要的蚀变为绢云母化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化等，斑岩型铜矿体本身是一种矿化蚀变岩，所以，矿体部分为强绢云母化、硅化、带有碳酸盐化和绿泥石化等。在矿体及其附近岩石中无斜长石、钾长石、黑云母，它们全被绢云母、石英、碳酸盐、绿泥石等交代，仅保留了它们的假象。矿体外围岩石的石英绢云岩化急剧减弱，但往深部斑岩的碳酸盐化和绿泥石化等有所加强，再往外，蚀变进一步减弱。

德兴斑岩铜矿的蚀变有如下特征：

（1）矿化与石英绢云母化的一致性。总的趋势是岩石的石英绢云母化越强，矿化越好。在矿体部分的岩石中斜长石、黑云母等全被交代。

（2）从矿体向外，蚀变减弱，在矿体附近存在一个蚀变显著减弱带，即中等石英绢云母化带较窄。

（3）无明显的钾硅化核存在，在矿体下部的斑岩体中心脉体不发育。特征性的热液钾长石少见。

（4）从矿体向深部，斑岩中的碳酸盐化和绿泥石化在一定范围内增强。碳酸盐不仅（与绿泥石一起）交代了黑云母、角闪石（照片 3），还交代了斜长石（照片 8）、钾长石、磷灰石（照片 9）等。上部矿化斑岩中斜长石几乎全被绢云母交代，而下部未矿化的斑岩中的斜长石常被不规则的碳酸盐团块交代（照片 10），这种现象在上部强绢云母化带有时也能见到（照片 11、12）。这清楚地表明斑岩铜矿化伴随明显的碳酸盐化，其中交代斜长石、黑云母、角闪石等的碳酸盐为较早期热液蚀变，其形成时间早于或不晚于与矿化相伴的石英绢云岩化。

（5）往深部不仅有明显的碳酸盐化、绿泥石化、甚至在孔深约 1500m 处还伴有绿帘石化等（照片 13）。看来深部也出现了青磐岩化。

德兴斑岩铜矿床中热变质和热液蚀变在空间分布和形成时间上紧密相关。它们为二种不同类型的变质作用，因此，有明显的差异。热变质是由岩浆热引起，只发生在斑岩的围岩中，主要是向增温方向发展。故矿物组合由低温向较高温转变，属进变质。特别是近岩体部分变质的温度很高，由于温度梯度大，热变质的范围较小。热变质通常是在水气压不饱和的条件下进行的，故受变质的岩石均发生失水现象，原岩中含水较多的矿物变为含水较少或不含水的矿物，如水云母类矿物转变为黑云母和钾长石等。

蚀变是由热液引起的，故斑岩及其围岩均可遭受热液蚀变。热液蚀变过程总趋势是一种降温过程，故具退变质作用特征。其在富水环境下进行，故蚀变矿物含水量相对增高，如斜长石变为绢云母和角闪石变为绿泥石、绿帘石等。

在德兴矿田内二种性质不同的变质作用，在空间上有密切的关系，它们都发生在岩体附近。热变质在上部不明显，中下部很特征，而热液蚀变在上部很强，中部和下部较弱或

很弱，特别是围岩。在铜矿体之下的斑岩，除碳酸盐化和绿泥石化外，与矿化关系最密切的（石英）绢云母化很弱，而且往深部减弱。斑岩铜矿的热液蚀变是一种面型蚀变，其分带近于水平，且局限于岩体的顶部。由此可知，成矿热液并不是在深部形成后，通过岩体或沿接触带迁移至矿化地段，因物理化学条件改变使矿质沉淀富集。热液蚀变是由热液和围岩化学成分差异引起的，它们之间的差异在深部和浅部是同样的，如热液由深部上升，在其通道附近应有明显的蚀变。然而在矿田内没有发现类似现象。故我们认为真正的成矿热液，并不是在成矿前早就形成，而是在成矿过程中逐步演化而成。

6．蚀变过程中钠含量的变化

德兴斑岩铜矿的重要蚀变特征是去钠作用，在矿化和蚀变岩石中钠矿物完全被交代(照片 7)，岩石中的钠含量急剧减少。这种去钠作用的强度之高，范围之广，是其它造岩元素无法与之相比的。根据岩石化学分析，铜正常场的 Na_2O 平均含量为 2.10%，矿化场和正晕场均下降至 0.15%。即在矿化蚀变过程中原岩 93%的 Na_2O 被淋走。其范围大致与赣东北队圈定的蚀变岩相当（图 1-1-1）。Na_2O 含量小于 0.2%的蚀变岩的面积约为 $20km^2$，含量小于 1%的面积约为 $40km^2$。如以深度为 0.5km 计算，则释放的 $Na_2O \approx [20\times0.5\times(2.10-0.20)+20\times0.5\times(2.10-1.0)]\times2.6\approx78$ 亿吨，相当于 147 亿吨 NaCl。芮宗瑶等计算了花岗闪长斑岩蚀变过程中带出的 Na_2O 量为 3900 万吨，其面积只有 $0.7km^2$，只有蚀变围岩面积的 1／30-1／60。因此，围岩蚀变过程中 Na_2O 带出总量也有 10 亿吨以上。按我们的计算，蚀变过程中释放的 Na_2O 量能使 $4km^3$ 的水变为含 NaCl 约 40%（重量）的卤水，或使 $15km^3$ 的水含盐度增加 10%。这一体积比矿田内深度为 1km 的斑岩体积大十多倍，比斑岩岩浆能放出的水量（按 2%计）大数百倍。

在蚀变过程中，数量如此巨大的钠被带走，表明热液进入蚀变区后盐度明显增高。所以高盐度的成矿热液不是原已存在，后来运移至矿化蚀变地段，而是在矿化蚀变地段与围岩反应后才最终形成的。

(四) 成矿热液的热量来源

德兴矿田内的几个斑岩铜矿床在空间上与斑岩体紧密伴生，反映出它们之间的内在联系。岩浆是一个巨大的热体，矿液是一种高温的溶液，其温度一般为 200-400℃，但远比岩浆温度低。所以，热液被认为是由岩浆结晶演化而成，或岩浆加热而成。热液的热量来自岩浆是公认的。由于矿田出露的斑岩体均很小，很自然地提出这样的问题，规模很小的斑岩体能否产生足够形成铜矿床的大量热液。通常人们用热液来自深部岩浆房作出解释。确实根据地球物理资料，推断在深部有一较大的隐伏岩体，其范围大体与 ΔZ 地磁异常相当，面积约 $15km^2$。

矿液的热量是来自深部岩浆，还是直接来自矿体附近的浅部岩浆呢？这两种不同深度的岩浆对浅部围岩的热影响是有差别的，我们可根据各种热事件来判断热量的来源。

1．热变质和岩体的关系

德兴矿田的斑岩体周围都有一个热变质带，该带上宽下窄，从 0 至 700m，变质强度由接触带向外逐渐减弱，大体可分成二个带：内带为角岩带，主要为钾长石石英黑云母角岩，原岩构造消失，常形成条带状角岩。外带为斑点状角岩，原岩结构构造基本保留，形

成由黑云母和绿泥石集合体构成的斑点。本区筒状的斑岩岩株均呈倾斜状，因此，热变质稍显不对称性，下盘比上盘强。从热变质与岩体的伴生关系来看，热变质主要是由浅部岩体释放热量引起的。

2．热液蚀变和岩体的关系

热液蚀变是在斑岩形成后发生的，因为斑岩本身和围岩一起发生蚀变。但蚀变在空间上与斑岩体密切相关，围岩的蚀变呈环状围绕斑岩体分布，且愈近接触带，蚀变愈强，因此，朱训等（1983）将以硅化和绢云母化为主的蚀变，分为强、中、弱三带，由接触带向外依次排列。热液蚀变主要集中在浅部，向深部迅速减弱。斑岩的蚀变也是上部强烈，向下部明显减弱。上述情况明显反映出热液蚀变与斑岩体有关，与斑岩形成的热梯度有对应性。整个北西西向的蚀变带，由斑岩体为中心，对称分布，而与推断的近东西向分布的隐伏岩体明显不一致，二者相交。由此可知，热液蚀变与岩浆上侵定位后产生的热梯度有关。

蚀变形成的云母类矿物与温度有关，在温度较高（可达 320℃）的强蚀变带中以绢云母为主，随温度降低，在中蚀变带中以水白云母为主，在较低温（至 150℃）的弱蚀变带中以伊利石为主，这三个矿物结构水的脱水温度也由高变低，分别为 750−800℃、600−700℃和 500−600℃。斑岩型铜矿床主要赋存在强蚀变带中，即石英−绢云母化带中，部分赋存在中等蚀变的石英−水白云母化带中。这表明矿体仅赋存在温度约高于 200℃的区域内。在更低温度区矿化和蚀变均明显减弱，一般不形成工业矿体。

3．赋矿裂隙和岩体的关系

德兴矿田的斑岩铜矿以细脉或细网脉浸染型为主。脉宽 1−10mm。细脉组由平行、交错、网状脉构成。全区细脉走向统计结果表明，无明显的优势走向（图 1−1−9）。富家坞矿床走向密度分布图（朱训等，1983）清楚地显示出裂隙主要呈放射状，其次为环状，这是岩体冷却收缩而产生的裂隙。裂隙密度与矿化强度关系图也反映了这一特征，含矿裂隙的密度呈环状围绕岩体分布，最高含矿裂隙密度带在离岩体 50−250m 处。含矿裂隙的密度与矿体厚度有很好的对应性。既然铜矿化赋存于斑岩周围以放射状和环状走向为主的裂隙群中，这些裂隙是岩体冷却收缩的产物，即岩体热变化的产物。

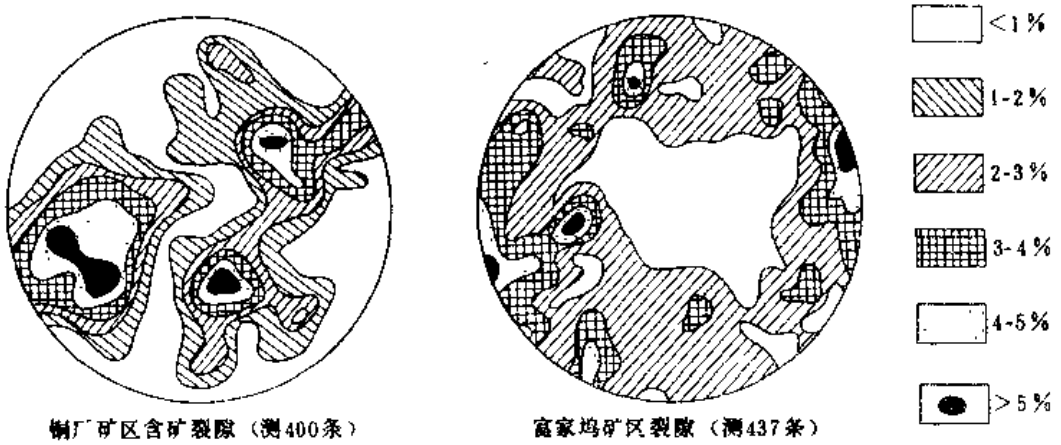


图 1−1−9　矿田裂隙发育等密图（按朱训等，1983）

4．岩体大小和矿体规模的关系

本区斑岩铜矿床的规模与斑岩体的大小有关．如富家坞、铜厂、朱砂红三个铜矿床，它们构成北西西向矿带．每个矿床都有一个斑岩体，它们在地表的面积，铜厂为0.7km^2，富家坞-0.2km^2，珠砂红-0.06km^2，铜厂储量最大，其次为富家坞，朱砂红最小．表明岩体的大小与矿床规模有一定的关系．虽然这些斑岩体在深部可能相连，但矿床规模与浅部岩体大小有关．这可以视为斑岩铜矿床的形成与斑岩体的热供给有关．

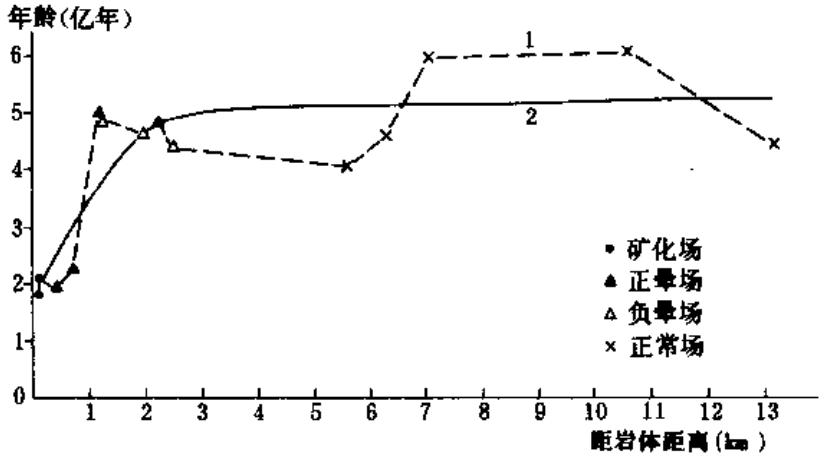


图 1-1-10　德兴矿田岩石 Rb-Sr 年龄与离斑岩体距离的关系图

1-Rb-Sr 年龄实测曲线；2-Rb-Sr 年龄变化趋势线

5．氧同位素和锶锶年龄

斑岩体围岩的$\delta^{18}O$值和锶铷法年龄值从离接触带约2km开始明显变小，至接触带变为最小值，即愈近岩体变化愈强烈，这和岩（浆）体向周围散发热量而形成的热梯度相一致．愈近岩体，围岩的受热温度愈高，$\delta^{18}O$值高的围岩与$\delta^{18}O$值低的热液的交换和反应速度愈快，愈易达到或接近平衡，故围岩的$\delta^{18}O$下降愈大．围岩的锶锶年龄也受岩浆热的影响而变化，在远离岩体不受热影响的围岩年龄较老，数值相对稳定，紧靠岩体的围岩由于强烈变质或蚀变，故其年龄基本上与岩体的相当，随离岩体的距离增大，围岩受热影响逐渐减小，故其年龄值逐渐接近原岩，或其与原岩的年龄之差逐渐变小（图 1-1-10）．

由于斑岩呈倾斜的岩株产出，热液蚀变在岩株的上下是不完全对称的．岩（浆）体的热量通过热液易于向上扩散，故倾斜岩株的上部蚀变较强，带的宽度较大，下部较弱，带宽也较小．这与热变质的下部强，上部弱正好相反．但表明它们都与岩株的热扩散直接相关．

二、九瑞地区

(一) 区域成矿地质背景

九瑞地区位于杨子准地台下扬子台褶带西部湖口一瑞昌坳陷带中．该区处于淮阳地盾与庐山隆起之间卡口地段，区内地层走向北东东，向北东至安徽和向南西至鄂东南，各层位均逐渐撒开，呈帚状．

区内地层主要有志留系、泥盆系、石炭系、二叠系和三叠系，局部地区有奥陶系和第三系，在沿江地带第四系较发育．下古生界和上古生界出露面积相近，各约占全区面积的

一半,下古生界以志留纪浅海相碎屑岩建造为主，厚度近 5000m，上古生界以石炭至三叠纪的浅海相碳酸盐建造为主，厚度约 2000m。它们的走向一致，均为北东东，褶皱作用使其由南往北交替出现，志留系分布于背斜核部，而上古生代碳酸盐层分布于向斜核部。故本区有平行排列的背斜和向斜各三个，其中北部的封三洞—通江岭向斜和排市—大桥背斜均为倒转。

区内断裂构造发育，主要有三组：北西向组为长江深断裂群,在长江主断裂旁发育一组平行的断裂，它们集中发育于长江附近，具压扭右移性质，将本区切割为几块，有的相对上升，有的下降。由于上升断块剥蚀较多，背斜核部老地层出露较多，背斜相对变宽。下降断块，表现为向斜变宽；北东向组为鄱庐断裂南延部分，由一组断裂构成，具扭性，且多次活动；北东东向和近东西向断层，主要为层间断裂，有时与地层稍有交切，该组断裂由褶皱产生。此外，还有南北向断裂组，但规模小、数量少。

区内岩浆岩发育不均匀，靠近长江部分较发育，远离长江部分几乎没有岩浆岩。背斜轴部和翼部较发育，向斜轴部不发育。岩浆岩以花岗闪长斑岩为主，呈岩株、岩脉产出，出露面积多小于 $1km^2$。还有石英闪长玢岩、石英斑岩、花岗细晶岩和煌斑岩等，多呈脉状产出。岩浆岩体的产出明显受断裂构造控制，常产于两组或多组断裂的交汇部位。岩浆岩的矿物组成、结晶程度和颗粒大小有明显的变化。可见隐晶、斑状、细粒和中粒结构，在部分岩体中角砾状构造很发育。在多数岩体中均见双锥状石英斑晶，并有熔蚀现象。岩体上部有围岩悬垂体。上述现象表明岩体侵位较高，剥蚀程度较小。

区内内生矿产有铜、钼、铅、锌、金、银和黄铁矿等。铜矿主要类型有斑岩型、矽卡岩型和似层状含铜黄铁矿型，三者常相伴而生，故被称为“三位一体的矿床”。在本区这样的大型矿床有城门山、武山和封三洞，中型矿床有丁家山和洋鸡山（为 Au、Ag 矿床）。此外还有一批小型矿床和矿化点。上述矿化明显受本区的地质背景制约、受构造、地层、岩浆活动等因素控制。

（二）成矿物质来源

确定成矿物质来源有多种方法和途径，我们以查明围岩是否为成矿提供物质作为研究重点。如上所述，本区主要有二套地层：志留纪的以泥砂质岩石为主的碎屑岩建造和石炭至三叠纪的碳酸盐建造，由于碳酸盐岩铜含量很低，大多只有几 ppm，不可能为成矿提供大量铜，所以，我们重点研究区内志留系岩石铜含量及其变化。

1.围岩铜含量

研究区的范围东西长约 70km，南北宽约 40km，面积约 $2000km^2$。我们与赣西北地质队合作，选择了 19 条剖面，采集志留系基岩样品近 300 个（图 1-2-1）。

对本区志留系的划分和定名虽有一定的差异,但分组和分段基本上是一致的。均分成上、中、下三个统，各统又细分两个段。资料表明，区内各统和段的岩性比较稳定，沉积环境基本相同。可以设想，不同剖面上同一层位岩石的原始铜含量比较接近。而实际铜含量变化较大，上志留统岩石铜的最低值为 5ppm，最高值为 538ppm，剖面样品的平均值最低为 21.5ppm，最高为 302.6ppm，变化范围很大，中志留统岩石的铜含量也具相似特点，最低值为 5ppm，最高值为 140ppm。剖面样品的平均值最低为 19ppm，最高为

73.6ppm（表 1-2-1）。为什么岩性较稳定的同一层位铜含量变化达 4-15 倍，为防止分析误差，我们将这些样品统一加工处理，用同种方法（原子吸收光谱）、同一仪器专人完成。并用其它分析方法进行检查，铜含量明显的变化与分析误差无关。为查明分析样品数据的可靠性，我们对部分剖面的每一层位采集了组合样，重新分析。所得铜含量值与第一次结果基本一致。

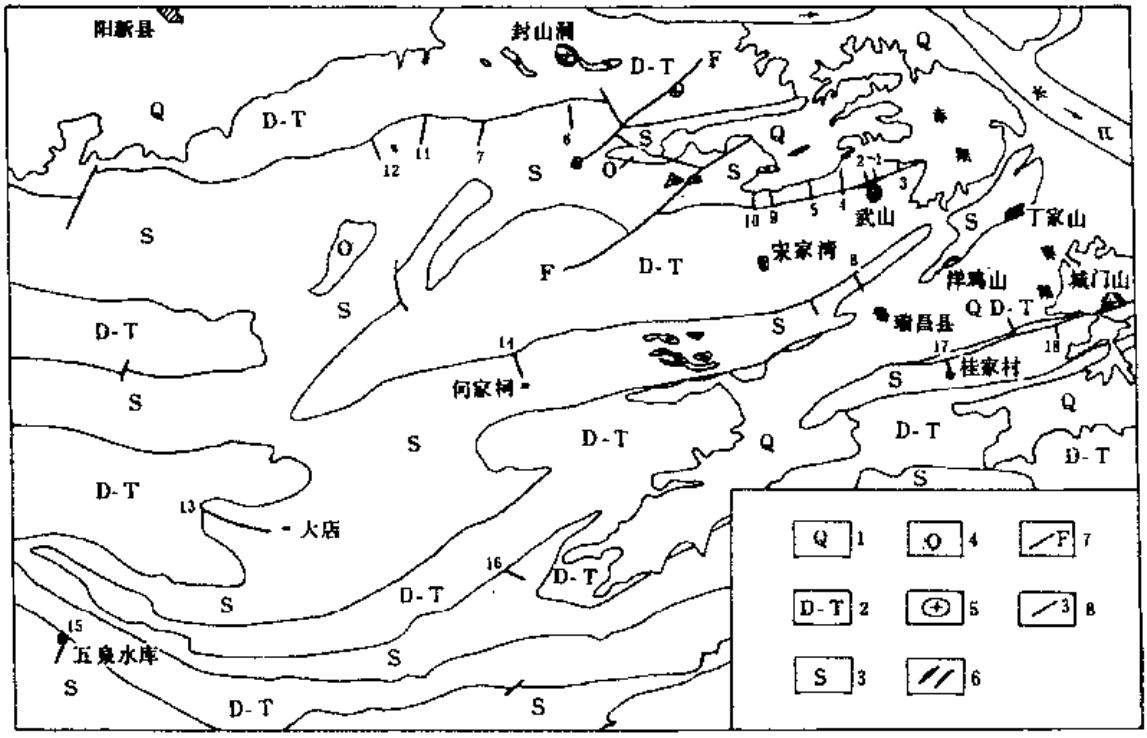


图 1-2-1　九瑞地区志留系铜量测量采样剖面位置示意图

1-第四系；2-三叠系-泥盆系；3-志留系；4-奥陶系；5-花岗闪长斑岩及花岗斑岩；6-矿体；7-断层；8-剖面位置及编号

由表 1-2-1 可见，同一层位铜含量的变化与岩性无关，而与离岩体的距离有密切的关系。紧邻岩体处的岩石的铜含量最高，离岩体 300m 处铜的平均值达 300ppm，离岩体中等距离（0.45-5km）岩石的铜含量最低，剖面平均值为 21-51ppm，总平均值为 39ppm。离岩体较远距离（大于 5km）岩石的铜含量较高，剖面平均值为 46-80ppm，总平均值为 57ppm。

2.铜的地球化学场

如上所述，在本区已知铜矿床周围的同一层位铜含量的变化与离岩体的距离有关，并有明显的规律性：远离岩体的岩石铜含量较高，相对较稳定，离岩体中等距离岩石的铜含量普遍显著低于远离岩体的岩石。紧邻岩体部分岩石铜含量很高。由此可见，整个九瑞地区志留纪岩石的铜含量较高，且相对较稳定。但在成矿岩体周围都出现铜含量异常区，外环区为低铜值区，内环区为高铜值区，外环区的范围较大，环的宽度达 4km，内环区的范围很小，环的宽度约 0.3km。内环区的岩石明显蚀变，有绢云母化、硅化、黄铁矿化

表 1-2-1　九瑞地区志留系剖面铜含量表（ppm）

场名	剖面号	剖面名称	距最近含矿岩体距离（km）	上志留统				场名	中志留统			
				样数	变化域	平均值	场值		样数	变化域	平均值	场值
增高场	19	城门山南	距城门山 0.3	7	35–538	302.6	302.6					
降低场	1	武山北 40 线	距武山岩体 0.45	2	11–32	21.5	38.7	降低场	2	5–33	19	40.4
	2	武山北副井	距武山岩体 1.00	10	25–57	41.9			3	33–72	51	
	3	云池口	距武山岩体 1.45	3	5–44	20.7			1	40	40	
	4	武山西公路	距武山岩体 1.90	9	22–58	35.9			6	25–61	48	
	18	紫荆山	距城门山 2.00	6	13–121	42.7						
	5	笔架山	距武山 3.5	2	22–71	46.5			3	41–54	47.3	
	6	黄家	距封三洞 3.1	9	28–66	44.2			6	21–41	31.2	
	12	新市	距封三洞 12.5	6	28–64	40.3			7	32–68	45.4	
	14	何家祠	距武山 18.5	7	20–68	40.0			6	25–44	38.3	
	15	五泉电站	距武山 44.5	6	22–64	33.2			7	28–73	50.1	
	7	枫林	距封三洞 6.7	7	25–46	33.9		正常场	6	31–71	52.2	56.2
	9	贡山	距武山 5.3	9	19–76	43			2	61–70	65.5	
正常场	10	八角岭	距武山 7.3	10	19–180	64.3	57.1		8	25–86	46.8	
	8	红卫水库	距武山 5.0	7	28–120	52.7			6	39–96	55.7	
	11	毛桥	距封三洞 9.0	7	25–100	50.4			7	18–110	54.4	
	17	桂家村	距城门山 10.0	10	21–150	50.2			6	25–140	62.7	
	13	大店	距武山 33–35	9	25–150	49.9			6	18–86	45.5	
	16	明星机械厂	距武山 18	6	43–140	80.2			7	54–110	73.6	

等。区内岩石铜含量的变化直接与热液矿化蚀变作用有关，相当于原生地球化学晕。可称铜的原生晕，更确切地称为铜的原生正晕或铜的增高场（正晕场）。铜值较低的外环区与铜值很高的内环相伴出现，其靠近岩体部分的岩石亦具有热液蚀变，程度比内环的要弱。内环和外环在空间上紧邻，它们的铜含量是一高一低，内环增高，外环降低。而且内外环铜的增减量相近，与远离岩体的正常场铜含量相比，外环与正常场铜含量的差值较小，但外环的面积很大，内环与正常场铜含量差值很大，但内环的面积很小。根据内外环的共生性、与正常场相比铜含量明显增加和降低。增量和减量有制约关系，且这种铜含量增减变化与热液蚀变有关。因此，内环和外环一起构成铜的异常场，外环可称为铜的降低场。

由此可见，区内的铜矿床均由明显不同的四个铜的地球化学场组成，矿化场位于矿床的中心，向外依次为正晕场、降低场和正常场。

3.铜的降低场

热液矿床周围存在成矿元素的原生晕是公认的，但已往岩浆期后热液成矿理论把原生晕看作是迭加于围岩的地球化学晕，热液把成矿元素输送和扩散到矿体附近的岩石中，所以，原生晕总是正晕。当层控热液成矿理论出现后，对原生晕的认识理应发生变化。按层控理论，矿质来自围岩，成矿过程中，在矿体处成矿元素富集，同时，矿体以外部分（通常在矿体的附近）相应产生成矿元素的贫化。因此，矿体附近不仅存在正晕场，而且还会存在负晕场。由此可见，负晕场对确定成矿物质来源和检验成矿理论都是至关重要的。

在本区铜矿床周围均存在铜的降低场，如在武山、城门山和封山洞三个大型铜矿床周围的志留系中都存在很大规模的铜的降低场（图 1-2-2）。降低场以岩体为中心，近于对称分布。在离岩体最近的降低场不仅出现于上志留统，而且也出现于中志留统，随着与岩体距离的增大，中志留统中的降低场逐渐缩小，并消失。但上志留统的降低场还存在，随距离的进一步增大，上志留统中的降低场也最后消失。这些现象表明，铜的降低场是受岩体控制的。

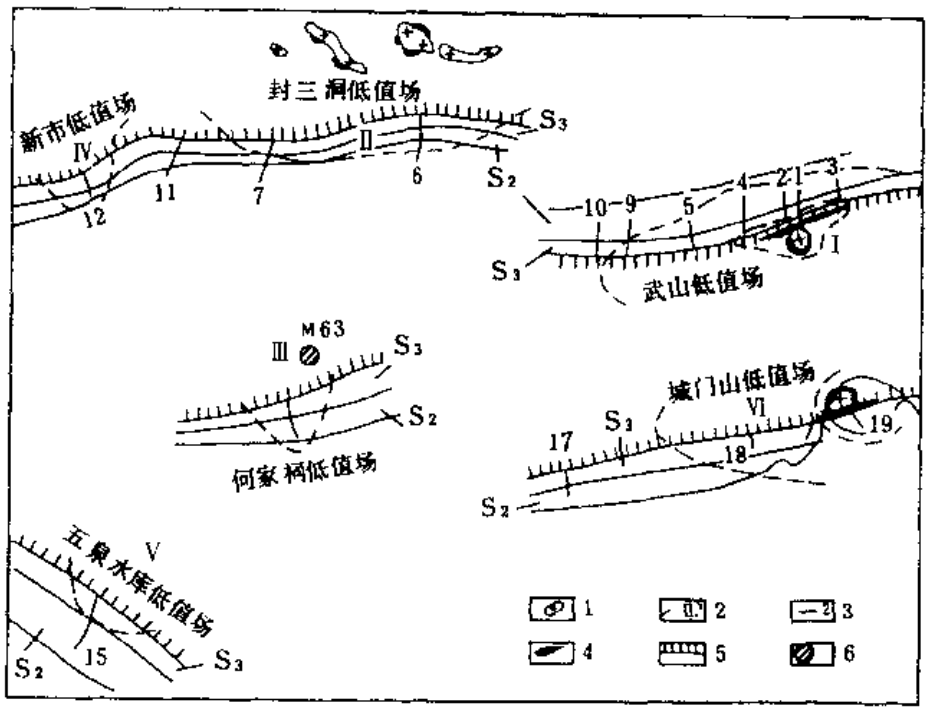


图 1-2-2　九瑞地区志留系铜含量降低场示意图

1-花岗闪长斑岩；2-铜低值场范围及编号；3-采样剖面及编号；4-铜矿体；5-含水或透水碳酸盐岩；6-磁异常及编号

在靠近岩体的降低场中的岩石有明显的热液蚀变。铜的降低场是热液蚀变的产物。但离岩体较远部分降低场的岩石中，已无明显蚀变。它们的铜含量与正常场是有显著差别的。降低场铜含量降低，既表现在平均值上，也表现在铜含量的上限和下限值上，特别是表现在上限值上。降低场和正常场的铜含量平均值和下限值虽有明显的差异,但并不很大，正常场的上限值远大于降低场的。这种特点在靠近岩体的上志留统中比离岩体较远的中志留统表现得更为突出（图 1-2-3）。因此，虽然上志留统正常场铜含量的平均值（57ppm）高于中志留统（56ppm），而上志留统降低场的平均值（39ppm）却低于中志留统（40ppm）。即上志留统正常场和降低场平均铜含量差值大于中志留统，它们分别为 18ppm 和 16ppm。这说明，降低场岩石在蚀变过程中，易活动部分的铜被热液溶出，铜含量较高岩石损失铜较多，而铜含量较低岩石损失铜较少。靠近岩体的岩石受热液蚀变较强，被热液淋出的铜较多。离岩体较远的岩石受热液影响较弱，被淋出的铜较少。由此可以得出如下结论：铜的降低场是由正常场经热液作用改造而成的。

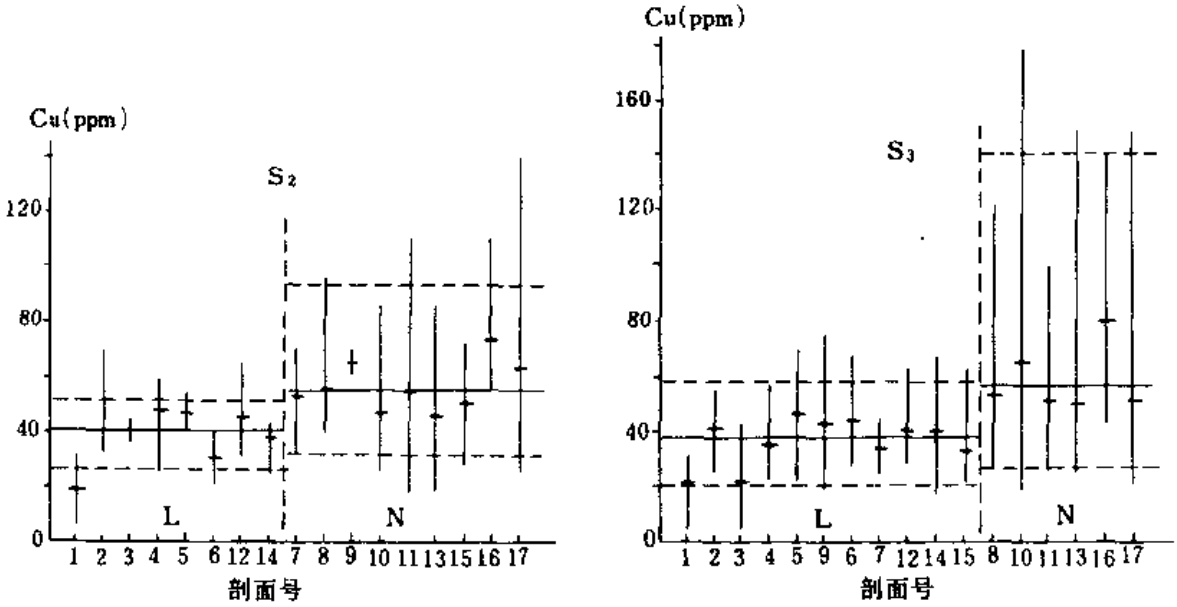


图 1-2-3　九瑞地区中，上志留统基岩剖面铜含量图

横虚线表示各场铜含量上限和下限平均值；横实线表示各场平均值；

N-正常场；L-降低场

4.围岩造岩元素含量的变化

武山岩体周围的志留系由不同的组、段构成．但同一组或段的沉积相稳定，岩性相同，无明显的差异．而同一层位同种岩石的化学成分有明显的差异．如砂岩的 SiO_2 从 82.34%至 91.88%，FeO 从 0.35 至 3.36%，H_2O^+从 0.34 至 2.14%（表 1-2-2）。经研究

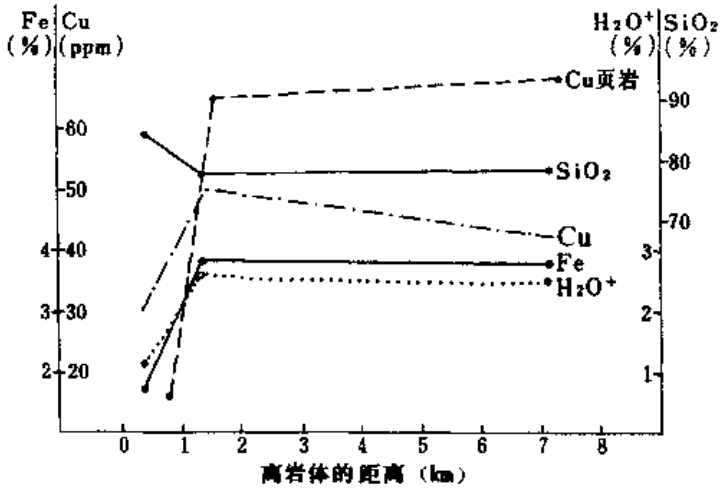


图 1-2-4　武山岩体周围中、上志留统砂页岩中 Fe、Cu 等平均含量变化曲线

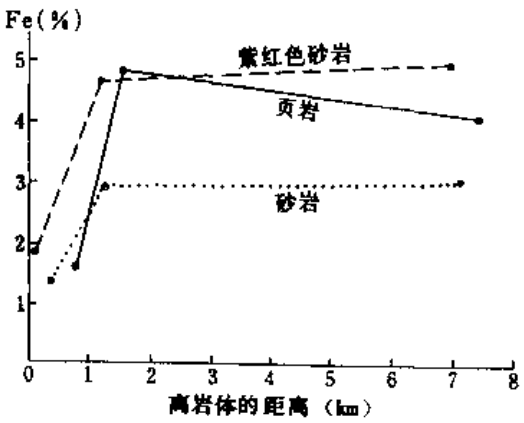


图 1-2-5　武山岩体周围中、上志留统岩石铁含量变化曲线

发现，大部分地区的同一层位同一种岩石的化学成分是相当稳定的，变化范围很小，砂岩的 SiO_2 含量范围为 82.34–83.12%，Fe_2O_3+FeO 的含量为 3.78–4.39%，H_2O^+ 为 1.86–2.14%。仅在邻近岩体部分岩石的化学成分发生变化，而且，不同的岩石具有共同的规律：近岩体处岩石的 SiO_2 增高，铁含量减少，H_2O^+减少（图 1–2–4）。对不同的岩石，化学组成的增减量或幅度是有差异的。近岩体处砂岩中 SiO_2 的增长量明显高于页岩，岩石中铁含量的减少与原始铁含量呈正比。页岩和紫红色砂岩铁含量减少量大于普通砂岩（图 1–2–5）。砂岩和页岩中结晶水减少量相近，而砂岩中结晶水减少的幅度很大，减少了约 84%，而页岩仅约失去 30%。由于近岩体岩石具有明显的硅化、绢云母化等蚀变。所以同一层位同种岩石在岩体附近化学成分发生变化是由岩浆作用和热液蚀变造成的。因此，岩石的体重也发生明显的减小（表 1–2–2），如一般的砂岩由 2.64 减至 2.48，紫红色砂岩由 2.69 减至 2.61，页岩由 2.51 减至 2.45。

表 1–2–2　离武山岩体不同距离的岩石中某些元素含量对比表

剖面	样号	岩性	层位	距离 (km)	SiO_2	FeO	Fe_2O_3	H_2O	体重
武山	W–51	页　岩	S_3s^2	0.8	66.96	0.54	1.65	3.14	2.45
	–53	砂　岩	S_3s^1	0.5	91.88	0.51	1.78	0.34	2.48
	–56	砂　岩	S_3s^1	0.15	91.16	0.35	1.07	0.46	2.48
	–57	紫红色砂岩	S_2l^2	0.1	85.98	0.25	2.36	0.74	2.61
云池口	W–61	页　岩	S_3s^2	1.55	61.48	0.83	5.89	4.92	2.27
	–65	砂　岩	S_3s^1	1.25	82.34	1.15	2.94	2.02	2.53
	–66	砂　岩	S_3s^1	1.20	82.83	0.59	3.46	2.06	2.54
	–67	紫红色砂岩	S_2l^2	1.20	82.12	2.01	4.34	1.46	2.66
亭子铺	W–73	页　岩	S_3s^2	7.30	64.80	1.62	4.04	4.44	2.51
	–74	砂　岩	S_3s^1	7.20	82.79	3.36	1.03	1.86	2.64
	–77	砂　岩	S_3s^1	7.0	83.12	1.80	1.98	2.14	2.63
	–78	紫红色砂岩	S_2l^2	6.95	81.92	2.62	4.15	1.52	2.69

注：本院测试所戴朝玉等分析

5.围岩铁的物相变化

同一层位的志留系砂岩随离岩体距离的不同，颜色发生明显的变化。离岩体较远处砂岩的颜色较深，为紫红色或黄绿色和灰绿色，较近处颜色较浅，为灰白色。对这些砂岩作了铁的物相分析，结果表明，离岩体不同距离的砂岩的全铁含量差别很小，近岩体处的比远岩体处的稍低一些。而硫化铁的含量显著不同，近岩体处平均值高达 2.17%，而远岩体处很低，只有 0.27%（表 1–2–3）。硫化物相铁含量与全铁含量之比（Fe(S)/ TFe）在近岩体处较高，平均为 0.51，在远岩体处较低，为 0.058。由此可见，志留系砂岩中原始铁含量较高，约为 3%，且以氧化铁为主，硫化物相的铁所占比例小于 6%。但在岩体附近受热液蚀变后，铁含量略有减少，并发生明显的物相变化，从以氧化铁为主变为以硫化铁为主。这与地质事实是一致的，近岩体处砂岩退色变为灰白色硅化和黄铁矿化岩石。花

岗闪长斑岩铁含量为 1.77%，低于志留系砂岩，硫化物相铁含量也很低。通常也以氧化铁为主。

表 1-2-3　武山岩体周围志留纪砂页岩不同物相铁含量对比表

与岩体的空间关系	样号	层位	全铁（%）	FeS	Fe（S）	Fe（S）/ TFe
近岩体剖面平均距离 0.2km	0-40-1	S_3s^2	3.75	4.08	2.60	0.69
	0-40-2	S_3s^1	2.45	2.32	1.56	0.64
	69-0-1	S_3s^2	2.70	0.94	0.60	0.22
	69-0-2	S_3s^1	1.85	1.33	0.85	0.46
	平均值		2.69	2.17	1.38	0.51
远离岩体剖面平均距离 5.0km	W-2-1	S_3s^2	3.05	0.24	0.15	0.049
	W-2-2	S_3s^{1-2}	2.30	0.27	0.17	0.074
	W-2-3	S_3s^{1-1}	3.50	0.31	0.20	0.057
	平均值		2.95	0.27	0.17	0.058
花岗闪长斑岩体	W-227		1.40	0.20	0.13	0.093
	W-143		2.85	0.08	0.05	0.018
	W-148		2.05	0.35	0.22	0.107
	平均值		1.77	0.21	0.13	0.073

注：赣西北地质队化验室分析

6.围岩微量元素含量的变化

同一层位同种岩石中不同元素含量范围是有明显差异的，如志留系（S_3^1）砂岩的 K 和 Ba 含量相对较稳定，它们的变化范围分别为 2.03-2.49% 和 0.043-0.061%（表 1-2-4）。它们的低值与高值之比分别为 0.82 和 0.70。砂岩的 Rb 和 Sr 含量变化较大，它

表 1-2-4　武山岩体周围志留系砂页岩的 Rb-Sr 等元素含量表

样号	位置	与岩体距离（km）	岩性	K	Rb	Sr	Ba	K / Rb	Rb / Sr	Ba / Sr
W-0-3	0 线	0.3	细砂粉砂岩	2.18	0.0127	0.0097	0.053	172	1.31	5.5
40-3	40 线	0.45		2.39	0.0109	0.0087	0.050	219	1.25	5.7
W-1-3	西公路	1.9		2.03	0.0069	0.0017	0.045	294	4.06	26.5
W-2-3	红卫水库	5.0		2.49	0.0121	0.0027	0.061	206	4.48	22.6
W-3-3	八角岭	7.3		2.08	0.0095	0.0040	0.043	219	2.38	10.8
平均值				2.23	0.0104	0.0054	0.050	222	2.70	14.2

分析单位：中国地质科学院测试所

们的范围分别为 0.0069-0.0127% 和 0.0017-0.0097%，它们的低值与高值之比分别为 0.54 和 0.18。由此可见，砂岩中 Rb 含量变化范围大于 K，Sr 含量变化范围远大于 Ba。这是

因为 Rb 的活动性大于 K 和 Sr 的活动性大于 Ba，当志留系砂岩遭受岩浆和热液作用，较活动性元素易被活化和再分配，导致含量变化范围的增大。由表 1-2-4 可见，Rb、Sr 含量的高值和低值均出现于离成矿岩体较近的砂岩中。近岩体部分为高值，稍远处为低值，最远处为中值。高值相当于正晕场，低值为降低场，中值为正常场。因此，Rb、Sr 等元素与 Cu 相似，在矿体周围岩石中显示出不同的地球化学场。

7.铅同位素

在武山矿区内采铅同位素样九个，其中有矿石中方铅矿样四个，矿石中，花岗闪长斑岩中和地层中的黄铁矿样四个，花岗闪长斑岩中的钾长石样一个。分析结果列于表 1-2-5。由表可见，全部方铅矿和部分黄铁矿的铅同位素特征很一致，^{206}Pb 为 24.704—24.866，^{207}Pb 为 21.321—21.466，^{208}Pb 为 52.374—52.563，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.862—18.270，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.477—15.666，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.761—38.539。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{208}Pb/^{204}Pb$ 关系图上，上述数据均呈明显的一次线性关系。线性相关系数均很高，分别为 0.8881、0.6129。矿石中全部方铅矿的铅同位素与矿石中和花岗闪长斑岩中黄铁矿的分散铅同位素具有共同特征，表明这些矿物中铅来源的同一性，和铅在地质历史上演化的相似性。

表 1-2-5　武山矿床铅同位素组成及其 ϕ 值模式年龄

样号	矿物	采样位置	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	ϕ 值	ϕ 值年龄(Ma)
W161	方铅矿	武山北矿带-40M 西八穿 Pb-Zn 矿体	1.378	24.704	21.408	52.510	17.927	15.536	38.106	0.6142	441
W205	方铅矿	北矿带铅锌矿体 ZK932-280M	1.364	24.733	21.348	52.554	18.133	15.651	38.529	0.6129	430
W338	方铅矿	北矿带-80M CKE2-1	1.373	24.740	21.324	52.563	18.019	15.531	38.283	0.6070	365 6
W342	方铅矿	北矿带 CKE7-1	1.387	24.774	21.466	52.374	17.862	15.477	37.761	0.6119	419.1
W323-1	黄铁矿	南矿坑 40m $\gamma\delta\pi$	1.379	24.824	21.408	52.389	18.002	15.524	37.991	0.6075	371
W5	黄铁矿	北矿-40m Ⅰ号矿体	1.361	24.866	21.321	52.451	18.270	15.666	38.539	0.6050	344
W142	黄铁矿	南矿带-40m 矽卡岩矿体	1.350	25.587	21.242	51.821	18.953	15.735	38.386	0.5686	-80.2
W203	黄铁矿	ZK936-476m D_3W	1.353	25.200	21.235	52.212	18.623	15.695	38.590	0.5846	82 4
W323	长石斑晶	南坑-40m $\gamma\delta\pi$	1.387	24.689	21.575	52.349	17.800	15.555	37.743	0.6259	558.4

分析单位：北京铀矿地质研究所

按单阶段铅演化模式公式分别计算了 φ 值年龄，上述六个样品的年龄为 344—441Ma，平均值为 395Ma。这相当于泥盆纪和志留纪。即本矿床中铅的来源与铜相同，主要来自周围地层，且以志留系为主。

斯塔西在广泛研究铅同位素演化理论和地球物理、地球化学和地球构造演化历史的基础上建立了正常铅两阶段演化模式，使一些久未解决的地层时代同位素年龄问题迎刃而解。我们选用正常铅两阶段演化模式参数值，计算铅同位素比值（图 1-2-6）得出的铅同位素年龄约 4 亿年，与计算的 φ 值年龄很一致，并且所有的数据点大致呈线状排列，并与等时线平行，这表明所得铅同位素年龄是可信的。

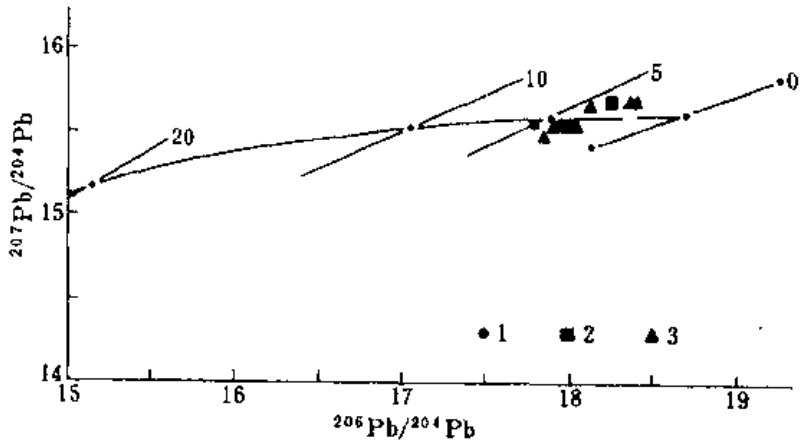


图 1-2-6　武山矿床铅同位素斯塔西两阶段演化模式图

1-长石；2-黄铁矿；3-方铅矿；等时线年龄数字单位为亿年

还有三个分散铅的同位素特征与上述多数样的特征有明显差异。^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 的值均高于或低于多数样的值，相应地 φ 值和 φ 值年龄也高于或低于多数样的值。如花岗闪长斑岩钾长石中分散铅的 φ 值年龄为 558Ma，这表明岩浆是由深部壳地层重熔而成或有部分重熔老地层混入上升的岩浆中。W142 号黄铁矿采自矽卡岩矿体，它的模式年龄为负值，其原因是本样品中的 ^{206}Pb 值明显高于其它样品，为 25.587，比多数值约高 0.8。W203 号样为五通组（D_3）砂岩中团块状黄铁矿，其 φ 值年龄为 82.4Ma，相当于燕山晚期。该黄铁矿的硫同位素与矿石硫截然不同，$\delta^{34}S$ 为-30.3‰，具有明显生物成因特征。

综上所述，本区铅同位素可分成三类：岩浆岩中的铅同位素显示出有较古老地层铅的特征；矿石中的大多数铅同位素值很相似，年龄值约 4 亿年，表明铅可能主要来自志留系，个别的富 ^{206}Pb，即具有较高的 ^{238}U 衰变的铅。这或许与局部特殊地质条件有关；与生物作用有关产物中的铅同位素最富 ^{206}Pb，其 φ 值年龄最小，约为 80Ma。

8.硫同位素

本区铜矿床的主要矿石矿物为硫化物。研究硫化物的硫同位素对探讨成矿物质来源和矿床成因具有重要意义。在武山铜矿床已积累了大量硫同位素数据，我们又补充采了 11 个样，全部结果列于表 1-2-6 中。由表可以得出如下认识：

（1）矿区内存在两种截然不同的硫同位素：分布于岩体内、接触带上和岩体附近的硫化物矿体或矿化体中的 $\delta^{34}S$（‰）值变化范围较小，为-2.9—+4.3。平均值接近于 0，相当于陨石硫。另一种是产于砂岩中的结核状或团块状黄铁矿，这种黄铁矿与花岗闪长斑岩无关，而是沿志留系和泥盆系界面断续零星分布。$\delta^{34}S$（‰）值为-28.1—-37.2，平均为-32.5。这表明，本区有两种硫化物，一种为热液成因的，另一种为生物成因的。

表 1-2-6　武山铜矿硫同位素组成统计表

矿物 / 矿石类 / $\delta^{34}S$ (‰)	黄铁矿				闪锌矿			方铅矿			黄铜矿			S-D 中黄铁矿	总计
	块硫	矽卡岩	岩体	合计	块硫	矽卡岩	合计	块硫	矽卡岩	合计	块硫	矽卡岩	合计		
−38～−28														4	4
−3～−2.1		1		1				1		1		2	2		4
−2～−1.1	1			1	1		1	5	1	6					8
−1～0.1	5	6	3	14	5	1	6	1		1	1	2	3		24
0～+1	12	22	3	37	2		2	1		1		2	2		42
1.1～2	19	2		21											22
2.1～3	10	1	(1)	12	1		1								13
3.1～4	4		(1)	5											5
4.1～5			(2)	2											2
合计	51	32	6	89	9	1	10	8	1	9	1	6	7	4	124
变化范围	−1.7 ～ +3.5	−2.3 ～ +2.1	−0.6 ～ +0.3	−1.7 ～ +3.5	−1.9 ～ +2.5		−1.9 ～ +2.5	−2.9 ～ +1.0		−2.9 ～ +1.0		−2.7 ～ +0.1	−2.7 ～ +0.1	−37.2 ～ −28.1	
平均值	+1.33	+0.3	−0.1	+0.8	−0.2	−0.1	−0.2	−1.3	−1.6	−1.3	−0.1	−1.0	−1.0	−32.5	

注：(1) 资料主要取自赣西北地质队，笔者采样 11 个也参加了统计；(2) 块硫系指似层状含铜黄铁矿体；(3) 加括号的数据为武山北小岩体样品，因产状与武山岩体不同，未参加均值计算

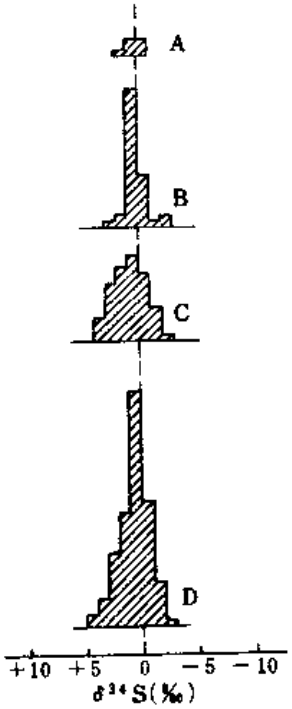


图 1-2-7　武山矿床矿（化）体 $\delta^{34}S$ 分布直方图

A—岩体中的硫化物；B—矽卡岩型矿体中的黄铁矿；C—似层状含铜黄铁矿型矿体；D—全矿区

(2) 本区硫化物矿化类型较复杂，按矿种可分成黄铁矿型、含铜黄铁矿型、铜矿型和铅锌矿型，按产出条件可分成似层状块状硫化物型、矽卡岩型、脉型和斑岩型等。但所有这些类型的硫同位素组成基本一致，变化范围很小。因此，武山矿区虽有不同类型的矿化，但它们的硫源是相同的。

(3) 在武山矿区内，$\delta^{34}S$ (‰) 具明显的塔式分布（图 1-2-7）。即使按不同类型仍显示塔式特征。不同类型的塔峰稍有变化，如黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 平均值从岩体—矽卡岩—似层状块状黄铁矿，分别为−0.1、+0.3、+1.4。即从岩体向外，逐渐富 ^{34}S。这与矿化温度由岩体向外逐渐降低相对应。随成矿温度降低，硫的分馏作用增强，在较低温度处形成的矿化相对富 ^{34}S。

(4) 成矿热液的初始硫同位素组成也接近于陨石硫，我们将共生的黄铁矿—方铅矿和闪锌矿—方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值分别投在图 1-2-8 上，得到的初始 $\delta^{34}S$ (‰) 值分别为 +0.35 和+0.3。这两个值非常接近，而且与

本区大量硫同位素的平均值一致。

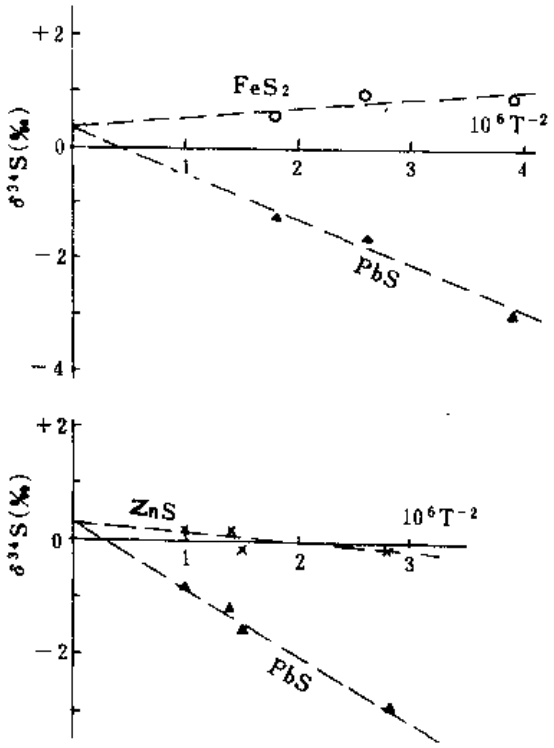


图 1-2-8　武山矿床含硫矿物对之 $\delta^{34}S-10^6T^{-2}$ 关系图

(5) 本区矿体中的硫为深源硫。地层中未发现明显的同生硫化物。志留系硫化铁的含量很低，且矿体外围未发现它们的降低场，相反，在岩体附近砂岩中的氧化铁大多转化为硫化铁，表明硫化铁的生成与岩浆作用有关，且大量硫同位素分析表明，$\delta^{34}S$ (‰) 变化范围小，呈塔式分布，塔峰或平均值约为 0，接近陨石硫。因此，可以认为本区热液矿化中的硫是深源硫。

9.热液蚀变与围岩岩性的关系

本区热液蚀变很发育，类型多，如黑云母化、钾长石化、硅化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、黄铁矿化、碳酸盐化、高岭土化、矽卡岩化、沸石化等，范围广，从岩体中心至边缘到离接触带数百米的围岩均有蚀变。这些蚀变与热液矿化有密切关系。不同类型热液蚀变的强度和产出部位除与温度压力等物理化学条件有关外，还与地质环境有密切的关系。如矽卡岩经常产于岩浆岩与碳酸盐岩的接触带上，而不产于岩浆岩和砂岩或页岩的接触带上。从花岗闪长斑岩—矽卡岩—碳酸盐岩的各蚀变带的化学成分对比看出，矽卡岩的主要造岩组分介于岩浆岩与碳酸盐岩之间，SiO_2，Al_2O_3，Na_2O 和 K_2O 含量从岩浆岩至碳酸盐岩不断降低，而 CaO 含量不断升高（表 1-2-7）。这清楚表明，由热液活动所生成的矽卡岩主要决定于附近岩石的成分。只要附近有富硅、铝的岩石、又有富钙或镁的岩石就有可能生成矽卡岩。若碳酸盐岩为灰岩，则生成钙矽卡岩，若为白云岩或白云质灰岩，则生成镁矽卡岩或钙镁矽卡岩。其它热液蚀变与矽卡岩化类似，也受附近岩石成分的影响或控制。如武山岩体侵入于碳酸盐地层中，而相邻的北山岩体产于砂页岩中，两个岩体的岩性相同，时代相同，但蚀变有明显的差异,武山岩体除接触带上发育矽卡岩外，花岗闪长斑岩的绢云母化较弱，而碳酸盐化较明显（照片 14），还有绿帘石化和沸石化（照片 15）等．这是因为岩体周围为富钙岩石，所以具有明显的钙化。而北山岩体的绢云母化和黄铁矿化比武山岩体的强，碳酸盐化弱（照片 16）．这是因为北山岩体周围岩石为砂岩和页岩，富钾和铁，相对贫钙。在斑岩体附近志留系砂岩的黄铁矿化受砂岩本身的含铁性制约，如前所述，黄铁矿化砂岩的全铁含量没有增加，相反稍有减少，形成黄铁矿的铁是由岩石中的氧化相铁转化而成。蚀变和矿化是同一过程和同一体系中不同的或相似的表现形式，就蚀变和矿化过程中金属元素的来源，它们具有共同性或相似性。

表 1-2-7　武山矿床各蚀变带化学成分变化对比表（据巴尔特法计算）

分析项目 \ 分带号	花岗闪长斑岩	透辉石石榴石矽卡岩	石榴石矽卡岩	石榴石大理岩	大理岩	白色大理岩	标准岩子中的正电离子数						带入（+）或带出（-）					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	2-1	3-1	2-6	3-6	4-6	5-6
SiO_2	64.79	46.77	33.80	14.35	5.63	1.27	581.6	458.3	395.5	242	121.9	32.4	−123	−186	+425	+363	+209	+89.5
TiO_2	0.46	0.48	0.22	0.18	0.05	—	3.2	3.5	2.1	2.0	1.3	—	−0.3	−1.1	+3.5	+2.1	+2.0	+1.3
Al_2O_3	14.70	8.45	3.68	3.96	1.17	0.31	155.1	97.5	50.6	79.0	28.6	9.3	−57.6	−104	+88.2	+41.3	+69.7	+19.3
Fe_2O_3	2.26	8.92	17.48	5.48	0.81	0.07	15.1	65.8	153.1	68.9	13.0	0.0	+50.7	+138	+65.8	+153	+68.9	+13.0
FeO	0.71	2.27	4.56	2.12	0.28	0.13	5.4	18.8	44.3	29.4	5.2	3.1	+13.4	+38.9	+15.7	+41.2	+26.3	+2.1
MnO	0.03	0.22	0.21	0.12	0.35	0.10	0.0	1.8	2.1	2.0	6.5	1.5	+1.8	+2.1	+0.3	+0.6	−0.5	+5.0
MgO	1.96	3.30	3.84	2.93	0.90	0.60	26.4	48.8	67.4	73.9	29.8	23.2	+22.4	+41.0	+25.6	+44.2	+50.7	+6.6
CaO	3.79	22.27	27.58	40.07	52.19	54.16	36.6	233.9	346.3	725.1	1208	1493	+196	+309	−1259	−1146	−767	−284
Na_2O	3.57	0.51	0.27	0.42	0.78	—	62.4	9.4	5.6	14.2	33.7	—	−53	−56.8	+9.4	+5.6	+14.2	+33.7
K_2O	3.92	0.19	0.11	0.12	0.12	—	45.2	2.4	1.4	2.0	2.6	—	−42.8	−43.8	+2.4	+1.4	+2.0	+2.6
P_2O_5	0.16	0.12	0.06	0.05	0.02	—	1.1	1.2	0.0	0.0	0.0	—	+0.1	−1.1	+1.2	—	—	—
H_2O^+	1.68	2.57	0.92	0.91	0.32	—	100.2	168.1	71.6	103.3	46.7	—	+67.9	−28.6	+168	+71.6	+103	+46.7
烧失						42.71												

10.矿物包裹体成分

矿物中流体包裹体是代表矿物形成时的流体．因此包裹体成分也就是矿物形成的流体成分．在武山矿区对花岗闪长斑岩中心相、边缘相及矽卡岩矿物中的流体包体成分作了分析，它们的主要成分有明显的差异．从岩体中心相—边缘相—矽卡岩，Na^+、K^+离子的含量（mg／10g）明显减小，分别由 123.2 降至 45.5 和 97.2 降至 16.5，Ca^{2+}急剧增高，由 0.40 增至 68.0（表 1-2-8）．即在矽卡岩矿物包裹体中 Ca^{2+}含量（重量）超过了 Na^++K^+．这种变化趋势似乎证实了流体成分受流体所处岩石的岩性控制．在岩体中心相，斑岩中 Na_2O、K_2O 和 CaO 的含量虽较接近，在高温热液中 Na_2O 和 K_2O 的溶解度远大于 CaO，所以流体富含 Na^+和 K^+．在边缘相，靠近碳酸盐层，流体中 Ca^{2+}浓度增高，而 Na^+和 K^+相对降低．在矽卡岩处，流体处于靠近岩体的碳酸盐岩中，故 Ca^{2+}急剧增高，Na^+和 K^+相对进一步降低．由此可见，矽卡岩中流体包裹体是富钙的，这种流体中钙不是来于岩浆，而是来自碳酸盐地层．

表 1-2-8　武山矿床矿物流体包裹体液相成分

顺序号	岩石类型	矿物	产出部位	分析结果（mg／10g）							克离子分数			原子比值		
				阳离子				阴离子								
				Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	Na^+/K^+	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	Cl^-/F^-
1	γδπ	石英	中心相	123.20	97.20	0.40	1.60	0.63	15.62	*	0.680	0.309	0.011	2.20	0.15	13.27
2	γδπ	石英	边缘相	103.32	21.00	7.14	0.12	0.11	37.46	104.96	0.86	0.103	0.036	8.35	36	182.26
3	SK	石榴石	接触带	45.5	16.5	67.99	0.25	12.73	242.05	204.10	0.481	0.103	0.414	4.67	170	10.2

注：＊该样 SO_4^{2-}阴离子量很大，限于分析方法，未能准确测定

上述包裹体的气相成分中含大量的 CO_2，而且岩体包裹体的 CO_2 含量远低于矽卡岩包裹体（表 1-2-9），这从另一方面证明 CO_2 来自碳酸盐层。

表 1-2-9　武山矿床矿物流体包裹体气相成分

顺序号	产出部位	岩石类型	测定矿物	分析结果（mg/kg）					
				CO_2	H_2O	H_2	N_2	CH_4	CO
1	接触带	矽卡岩	石榴石	12381	3494	4.53	0.00	1.960	35.966
2	中心相	花岗闪长斑岩	石英	991.84	3822.7	8.97	0.956	11.559	40.398
3		石英闪长玢岩	石英一长石	3034.3	4906.6	3.94	3.243	2.805	22.768
4		花岗闪长岩	石英一长石	1747.5	5212.4	2.35	0.665	4.582	20.60
5	边缘相	花岗闪长斑岩	石英一长石	290.28	5033.2	5.755	1.401	1.304	6.800

注：本所八室程莱仙测定

11.围岩提供成矿物质的数量

（1）志留系铜的降低场释放的铜量

如前所述，在铜矿床周围的志留系中存在直径约 5km 的铜的降低场，铜的平均值为 37.7ppm，比远离岩体正常场的平均值（56.9ppm）低 19.2ppm。降低场的面积可根据所取样品分析值圈定，降低场的垂幅可根据矿化蚀变体的垂深推断，我们采用下列参数进行计算：

中上志留统出露宽度 $W=1.5$km，

志留系铜降低场离岩体的距离 $R=5.0$km，

志留系铜降低场的垂深 $H=2.0$km

志留系岩层的体重 $D=2.6\text{t}/\text{m}^3$

中上志留统初始铜（正常场）的平均含量 $C_0=56.9$ppm，

中上志留统降低场铜平均含量 $C_1=37.7$ppm，

采用近似的计算公式为 $Q=2R\cdot H\cdot W\cdot D\cdot (C_0-C_1)$。式中 Q 为析出的铜量。

$Q=2\times 5\times 2\times 1.5\times 10^9\times 2.6\times (56.9-37.7)=78\times 10^9\times 19.2\times 10^{-6}=1491600$ 吨

≈ 1.50 百万吨

从武山铜矿床附近志留系铜的降低场中释放出的铜量约为 150 万吨。如降低场释放的铜被热液富集成铜矿体，则铜矿床的铜基本上是由志留系提供的。

按同样的方法也可计算出城门山铜矿床和封山洞铜矿床外围志留系铜降低场释放的铜量，它们的量均大于 100 万吨（110.8—151.3 万吨）（表 1-2-10）。

表 1-2-10　九瑞地区主要铜矿床周围铜降低场析出铜量计算

场号	场名	主要参数	场半径 R (km)	场值 $\bar{C}_1$ (ppm)	析出铜量（万吨）
Ⅰ	武山	$W=1.5$km $H=2$km $D=2.61/\text{m}^3$ $\bar{C}_0=56.9$ppm	5	37.7	149.8
Ⅱ	封山洞		5	37.5	151.3
Ⅲ	城门山		5	42.7	110.8

(2) 武山岩体附近志留系退色带中释放的铁量

武山铜矿和城门山铜矿均为含铜黄铁矿型铜矿床，黄铁矿矿床的规模也属大型。形成黄铁矿床需要大量的铁质。成矿铁质是从哪里来的呢？由于岩体附近含铁的志留纪岩石退色化，由黄、黄绿色变为浅灰或由深紫变为浅紫，且铁含量随退色化明显减少。因此，围岩在蚀变过程中释放出铁，为成矿提供矿质。这部分铁占矿床中铁的多大比例？我们对比研究了中上志留统的三种主要岩石：黄绿色砂岩、深紫色砂岩和黄绿色页岩，它们在岩体附近均有退色化，铁含量减少量分别为 1.73、3.1 和 3.26%。每立方公里退色岩石释放的铁量分别为 48、85 和 69 百万吨，由它们形成黄铁矿的量分别为 103、182 和 148 百万吨（表 1-2-11）。这就是说，每一立方公里志留纪退色岩石释放的铁能生成超过 1 亿吨的黄铁矿。由图 1-2-5 可以看出，志留纪岩石铁含量的明显减少始于离岩体距离 1km 外。因此，志留纪退色蚀变岩的体积远大于 $1km^3$。由此可见，黄铁矿矿体中的铁主要来自志留系，甚至砂卡岩中的铁也主要来自志留系。

表 1-2-11 武山岩体附近围岩中铁的带出量及其可形成黄铁矿量的计算表

样号	岩性	颜色	距岩体距离 (km)	Fe (%)	体重 (g/cm^3)	Fe ($g/100cm^3$)	Fe 的带出量 (百万吨/km^3)	可形成的黄铁矿量 (百万吨)
51 (1)	页	浅灰	0.8	1.58	2.45	4.12		
61 (2)		黄	1.55	4.84	2.27	10.99	(2) − (1) 69	148
73 (3)	岩	黄绿	7.3	4.09	2.51	10.57	(3) − (1) 65	139
57 (4)	砂	浅紫	0.1	1.85	2.61	4.83		
67 (5)		紫红	1.2	4.61	2.66	12.26	(5) − (4) 74	158
78 (6)	岩	深紫	6.95	4.95	2.69	13.32	(6) − (4) 85	182
53-56 (7)		浅灰	0.37	1.34	2.49	3.34		
65-66 (8)	砂岩	棕黄	1.23	2.92	2.54	7.42	(8) − (7) 41	88
74-78 (9)		黄绿	7.1	3.07	2.64	8.10	(9) − (7) 48	103

(三) 成矿热液水的来源

九瑞地区铜矿床都与燕山期的花岗闪长斑岩伴生，成矿作用发生于 1 亿年前，成矿热液已不再存在。但通过对矿石矿物及其包裹体的氢氧同位素研究、围岩的碳氧同位素变化、围岩水含量的变化、热液蚀变和液体包裹体的成分等研究可以推断或确定成矿热液水的类型，即水的来源。

1.热液矿物和矿物包裹体的氢氧同位素

我们对武山斑岩中的石英和黑云母、矿脉中的石英以及矿体内黄铁矿和闪锌矿中的包裹体水作了氢、氧同位素分析，测定结果或计算结果列于表 1-2-12。根据所得资料可以得出下列认识。

(1) 在岩体外围似层状黄铁矿和闪锌矿包裹体中水的 $\delta^{18}O$ (‰) 值为−5.3—−7.8，无疑属雨水。

(2) 花岗闪长斑岩中黑云母的结构水，石英中的包裹体水与似层状黄铁矿和闪锌矿包

裹体水的 δD（‰）值基本一致,范围为-90.6—-107.2，它们明显低于岩浆水的值。看来雨水不仅是成矿热液的主要来源，而且还进入了岩浆。

表 1-2-12　武山矿床矿物及包裹体水的氢氧同位素分析结果

样号	岩矿石	测定对象	分析结果（‰）		计算结果（‰）
			$\delta^{18}O$	δD	$\delta^{18}O$
W-323	花岗闪长斑岩	石英斑晶	+11.59	—	+6.12
W-323	花岗闪长斑岩	黑云母（斑晶）	+7.03	-97.9	+5.71
W-323	花岗闪长斑岩	石英（长石）包体水	—	-90.6	+2.41
—*	石英脉	石英	+9.3	—	+3.92
W161	北矿带矿石	闪锌矿包体水	-7.8	-92.1	
W336	北矿带矿石	黄铁矿包体水	-5.3	-107.2	

数据由本所七室分析；* 为南京地矿所资料

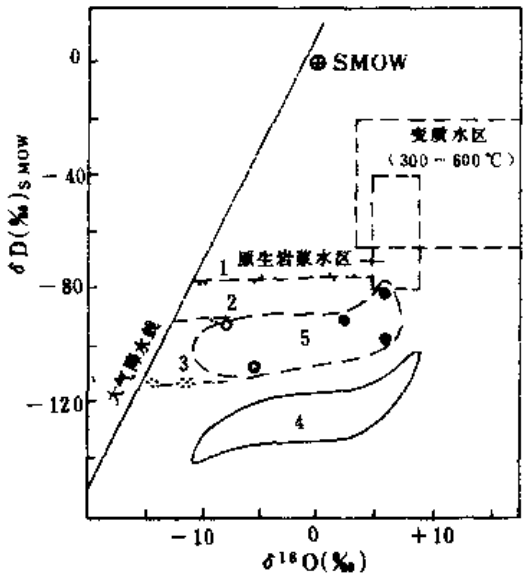


图 1-2-9　武山矿床成矿热液 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图

圆圈表示硫化物包体水；圆点表示由矿物计算的平衡热液水

1-索尔顿海地热水；2-拉森公园地热水；3-汽艇泉地热水；4-比尤特矿热液水；5-武山矿床热液水范围

（3）矿物和矿物包裹体的 $\delta^{18}O$ 值随矿物形成温度的降低而减小，如岩体中石英斑晶为 11.59，脉石英降至 9.3，与岩浆矿物平衡水的 $\delta^{18}O$ 约为 6‰，与热液石英平衡的水或矿石矿物中包裹体水的 $\delta^{18}O$ 为 3.9—-7.8‰。因此，这些水与岩浆作用具有不同的关系。早期进入岩浆的水与岩浆作用较充分，达到了平衡状态。较晚的热液没有与岩浆发生直接作用，可能与高温的岩浆岩发生一定的作用。形成离岩体较远的层状黄铁矿和闪锌矿的热液，与岩石发生的同位素交换很弱，因此，保留了

典型雨水的同位素特征。从流体的 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图（图 1-2-9）上可以看出，武山矿区的成矿热液和与岩浆再平衡的水所构成的区域与现代地热水（如索尔顿海和比尤特斑岩铜矿等）相似。即流体随温度升高 δD 值基本保持不变，而 $\delta^{18}O$ 值逐渐增高。也就是说雨水可演化为热液。

2.围岩的氧和碳同位素变化

武山铜矿床周围志留纪砂岩不仅显示了铜含量随离岩体距离的变化而变化，而且也反映出 $\delta^{18}O$ 值随岩体距离的变化而变化（表 1-2-13）。可以看出，随着靠近岩体，岩石的 $\delta^{18}O$（‰）值有规律地降低，从距离岩体 7km 处的 18.23‰降至 12.35‰（距岩体 0.1km 处）。岩体或矿体附近砂岩的 $\delta^{18}O$ 值大幅度下降，只能用大量富 ^{16}O 溶液作用来解释。美国俄勒冈的波希米亚地区有类似的情况。围绕岩体岩石的 $\delta^{18}O$ 呈环状，愈近岩体下降愈明显，$\delta^{18}O$ 降低区的直径约为岩体直径的 10 倍，最大降值达 6‰。这些特征几乎与武山矿区完全一致。波希米亚地区的 $\delta^{18}O$ 的显著围绕岩体下降被认为是岩体与雨水反应的典型例子。因此，武山矿区志留纪岩石 $\delta^{18}O$ 的大范围和大幅度下降也是岩体与雨水交换的产物。

表 1-2-13　武山矿床周围志留系砂岩中全岩氧同位素组成

样号	岩性	与岩体距离（km）	$\delta^{18}O$（‰）	与矿化关系
W-3-1	砂岩	7.0	18.23	正常沉积岩
W-1-1	砂岩	1.9	16.22	未明显蚀变
80-0-1	砂岩	0.6	15.98	见蚀变现象
0-40-1	砂岩	0.1	12.35	见矿化细脉

武山岩体周围上古生界碳酸盐岩的氧碳同位素，与志留系砂岩一样，也是随离岩体距离的变化而降低，如中上石炭统灰岩的 $\delta^{18}O$（‰）由 29.6 下降至 17.9（表 1-2-14）。由此可见，武山岩体或武山铜矿床外围岩石，不论是碎屑岩，还是碳酸盐岩在热液作用过程中，岩石的氧碳同位素均发生了变化，$\delta^{18}O$ 值和 $\delta^{13}C$ 值愈近岩体或矿体愈小，且遭受作用岩石的范围较大。$\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 下降是围岩与雨水演化而成的热液交换反应的结果。

表 1-2-14　武山岩体周围碳酸盐岩碳氧同位素分析结果

样　号	采样位置	层　位	样品名称	$\delta^{13}C$‰ PDB	$\delta^{18}O$‰ PDB	$\delta^{18}O$‰ SMOW
W-112	亭子铺剖面	P_1m	灰岩	3.6	-6.9	23.8
-137	距岩体 10m	P_1m	白色大理岩	2.1	-11.1	19.5
-138	距岩体 20m	P_1m	退色灰岩	2.4	-7.9	22.8
-256	zK4057	P_1m	灰岩	1.9	-9.7	21.0
-161	铅锌矿围岩	C_{2+3}	矿化大理岩	0.5	-12.7	17.9
-122	红卫水库剖面	C_{2+3}	灰岩	1.1	-1.2	29.6

对武山花岗闪长斑岩体不同相带岩石也作了全岩氧同位素测定。总的来看岩体的氧位素比较稳定，岩体中心相、过渡相和边缘相的 $\delta^{18}O$（‰）值分别为 10.54、10.18 和 10.17。从中心相至边缘相 $\delta^{18}O$ 值也有规律的降低，但降幅很小。

根据 Taylor（1979）水—岩同位素反应公式

水／岩（原子）比值＝ $(\delta^{末}_{岩}-\delta^{初}_{岩})$ ／ $(\delta^{初}_{水}-\delta^{末}_{水})$

可获得水／岩的原子比值。式中 δ 表示同位素的千分值，"初"表示水岩之间反应前的同位素值，"末"表示反应后的值。

若取斑岩的 $\delta^{初}_{岩}$为 10.54，$\delta^{末}_{岩}$为 10.17，$\delta^{初}_{水}$为 6 和 $\delta^{末}_{水}$为 3 或−6，则水／岩比值均为负值。这与事实矛盾，即关于成矿热液水来自岩浆水的假定是不合理的

若假定初始水为雨水，$\delta^{18}O$ 为−6，则

水／花岗闪长斑岩＝ (10.17−10.54) ／ (−6−3) ＝0.04

水／志留纪砂岩＝ (12.35−18−23) ／ (−6−3) ＝0.65

水／石炭纪灰岩＝ (17.9−29.6) ／ (−6−3) ＝1.3

水／二迭纪灰岩＝ (19.5−23.8) ／ (−6−3) ＝0.48

由上可见，成矿热液的初始水为雨水是符合实际的。水与志留纪砂岩或石炭和二迭纪灰岩的比值较大，约为 0.5−1.5。由于这种氧同位素发生变化岩石的范围很大，因此，所需水量至少为几至几十立方公里。其体积不仅远超过花岗闪长斑岩岩浆可能释放的水量，而且比花岗闪长斑岩体的体积还大。

3.围岩水含量的变化

武山岩体或铜矿床周围的岩石除在造岩元素、成矿元素、微量元素含量和氧同位素比

表 1−2−15　武山岩体周围岩石失水量和失重起始温度表

剖面	样　号	岩　　性	层　位	与岩体距离 (km)	失重起始温度（℃）	失重量 %	水含量 %
武山北	W−57	蚀变砂岩	S_3s^2	0.1	850	0.60	0.74
	W−56	蚀变砂岩	S_3s^1	0.15		0	0.46
	W−53	蚀变砂岩	S_3s^1	0.5		0	0.34
	W−51	蚀变页岩	S_2l^2	0.8	350	4.40	3.14
云池口	W−67	砂岩	S_3s^2	1.2	120	1.90	1.46
	W−66	砂岩	S_3s^1	1.2	120	2.06	2.06
	W−65	砂岩	S_3s^1	1.25	100	1.30	2.02
	W−61	页岩	S_2l^2	1.55	70	5.0	4.92
亭子铺	W−78	砂岩	S_3s^2	6.95	25	1.3	1.52
	W−77	砂岩	S_3s^1	7.0		3.1	2.14
	W−74	砂岩	S_3s^1	7.2		2.5	1.86
	W−73	页岩	S_2l^2	7.3		5.0	4.44

注：水含量为化学分析结果，失水量和失重温度为热重分析结果

值方面发生规律性变化外，在水含量上也存在有规律的变化。我们对同一层位同种岩石取

了离岩体不同距离的样品，分别作了水含量、失重量（主要是水）和起始失重温度的分析测试。同种岩石的水含量离岩体愈近愈低、愈远愈高，如近矿砂岩为 0.40%，远矿砂岩为 2.0%，近矿页岩为 3.14%，远矿页岩为 4.92%（表 1-2-15）。失重量近矿岩石低，远矿岩石高，如近矿砂岩失重量为 0-0.6%，远矿的为 1.3-3.1%。初始失重温度近矿岩石高，远矿岩石低，离岩体 0.1km 处高达 850℃，离岩体 1.25km 处降至 100℃（图 1-2-10）。

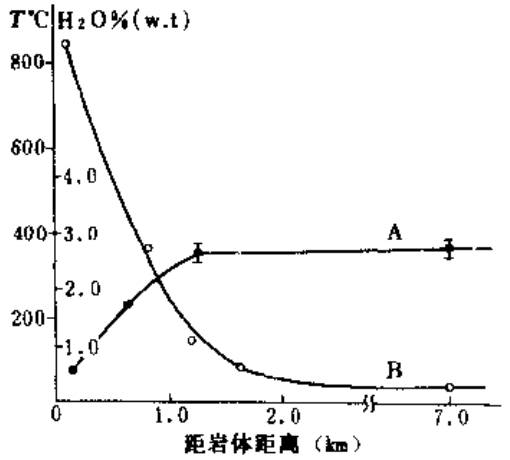


图 1-2-10 武山岩体周围碎屑岩失水量（A）和失重温度（B）曲线

离岩体约 1km 远岩石的失重量明显增大，表明围岩受岩浆热烘烤是在缺水或岩浆水气压较低的条件下发生的。岩石的结构水都被逐出，岩石中的裂隙水，粒间水和吸附水等在结构水之前就被排出。这部分失水岩石的体积大于岩体，失水量平均为 2%，仅这部分水就多于斑岩体结晶过程中可能释放的水量。所以，热液中的水以表生水为主。

4.岩浆的含水性及释水量

岩浆在结晶过程中能否释放水和释水量均取决于岩浆的水含量，而岩浆的水含量与压力呈正相关，压力愈大，岩浆的水含量愈高。这就是说，岩浆的水含量与定位深度有关，定位深度愈小，岩浆的水含量愈低。根据本区岩体的特征和产出条件可以推断岩体的定位深度或压力。

(1) 本区城门山、武山和邻区封山洞等岩体在近地表处均变大，呈喇叭状。围岩的顶垂体在浅部很多，向深部迅速减少。表明岩浆定位于压力较小的近地表环境。

(2) 本区岩体均侵入于二叠纪或三叠纪碳酸盐地层中，岩体侵入时代为 J_{1-2}。从中三叠世起本区长期处于地壳上升时期。只在局部地段发育山间盆地。因此，本区岩体的定位深度不大。一般岩体上的盖层厚度仅有几百米，有的甚至更小，它们属浅成一超浅成岩株，乃至为火山管道。

(3) 本区岩体的主要岩石为斑岩，具斑状结构，石英斑晶为烟灰色，呈六方双锥产出，且常具蚀圆现象。黑云母斑晶的暗化边也较常见，斜长石斑晶具环带结构。这些特征表明岩体定位深度较小。

(4) 含矿岩体内发育隐爆角砾岩

以上事实表明，本区岩体定位深度一般均小于 3km，即使岩浆为水饱和，水含量不超过 3%。

根据岩体的形成温度也可推断岩浆的含水性。李瑛和潘家华等（1985 年）对武山花岗闪长斑岩作了初熔实验，当 $P_{H_2O}=1kb$（10^8Pa）时，初熔温度为 720℃。据马承安等（1983 年）的武山岩体玻璃包体测温资料，玻璃包体的始熔温度为 750℃，至 900℃时包裹体变昏暗。我们对岩体附近的围岩作了失重分析，离岩体 100m 砂岩的最高失重起始温度为 850℃。表明，该砂岩曾被加热到 850℃，可知岩浆温度远高于此温度。邓晋福在系统研究武山花岗闪长斑岩后，计算了成岩温度为 950℃左右。上述不同方法推断和计算的

岩体形成温度为750—1000℃。根据花岗闪长斑岩—水体系实验资料，可以确定岩浆的最大水含量不超过3%。

武山花岗闪长斑岩的水含量为1.65%，假定岩浆为水饱和，则结晶后只能释放出小于1.35%的水，而武山岩体出露面积仅0.6km^2，往深部面积显著收缩。若岩体下延3km，岩体的体积仅约1km^3，它在结晶过程中即使释放1.35%的水，其量是很小的。面且，定位时的岩浆并不是水饱和的，附近围岩中结构水的大幅度减少就是很好的证据。此外，岩体定位深度很小，岩体形成温度很高，均反映出岩浆的贫水性。因此，岩浆即使在结晶过程中能释放水，其量也是很小的，对成矿热液的形成不起重要作用。

5.矿物流体包裹体成分

武山矿区矽卡岩矿物中的流体包裹体成分以富钙为特征，Ca^{2+}含量为67.99(mg／10g)，大于Na^+ (45.5) 和K^+ (16.5) 含量之和 (62)。$Ca^{2+}+Mg^{2+}$、Na^+和K^+的摩尔数分别为0.414、0.481和0.103。这种成矿热液与岩体中心相的包体水截然不同，岩浆岩矿物包体水中Ca^{2+}的含量不足Na^+的1／300，小于K^+的1／200。岩浆岩矿物的包裹体贫F^-、Cl^-和SO_4^{2-}，后者的F^-重量为前者的20倍，Cl^-为15倍，CO_2为12—400倍。因此，矽卡岩矿物流体包裹体不同于岩浆岩矿物的包裹体，前者特别富钙,还富F^-、Cl^-、SO_4^{2-}和CO_2，这种流体不可能由岩浆结晶演化而成。

6.矿床产出部位与地层透水—含水性的关系

本区燕山期的中酸性小侵入体赋存在不同的沉积建造中。既有产于志留纪砂页岩中，也有产于奥陶纪或石炭至三叠纪的碳酸盐岩中。侵位于不同层位中的岩浆岩，成矿性有显著的差异.侵入于志留系砂页岩中的岩体不伴生热液矿床，仅见微弱的矿化。侵入于碳酸盐层中的岩体，常常伴生热液矿化，区内大型热液矿床都与这种岩体相伴。侵入于砂页岩和碳酸盐层介面附近的岩体，伴生热液矿化但规模不如产于碳酸盐层中岩体伴生的矿床。

如热液来自岩浆结晶分异，则矿化与围岩的关系不大，含水岩浆在结晶过程中演化出热液，并导致成矿。但事实上矿化与岩体赋存的层位有密切的关系，特别是与地层的透水和含水性有关。志留纪砂页岩透水性差，含水量少，不利于产生大量热液，故侵入其中的岩体都不伴生热液矿床。而碳酸盐地层透水性和含水性好，有利于岩浆侵入后形成热液，故有利于矿化。

(四) 成矿热液的热量来源

本区热液铜矿床都与岩体伴生，对成矿热液的热来自岩浆的看法是一致的。但主要来自与矿床伴生的浅部岩体，还是来自深部的隐伏岩体呢？通过热液矿床与浅部岩体关系的研究，是可以得出基本结论的。

1.岩体大小与矿床规模的关系

本区出露的侵入体均属小岩体，最大岩体的面积小于2km^2，多数为0.nkm^2。均属燕山期。岩性很接近，中酸性至酸性，以花岗闪长斑岩为主。但它们所伴随的热液矿化有很大差异。多数侵入体伴生矿化，少数无矿化。伴生的矿化规模不一，有大型矿床，也有中型或小型矿床，还有无工业意义的矿化。矿床的规模与浅部岩体的大小有明显的关系，总趋势为正相关，大型矿床与本区最大或较大岩体伴生，中、小型矿床与中等规模岩体伴

生，矿化与较小规模岩体相伴，最小规模的岩体无热液矿化（图 1–2–11）。显示出浅部岩体的规模在一定程度上控制了矿床的规模。

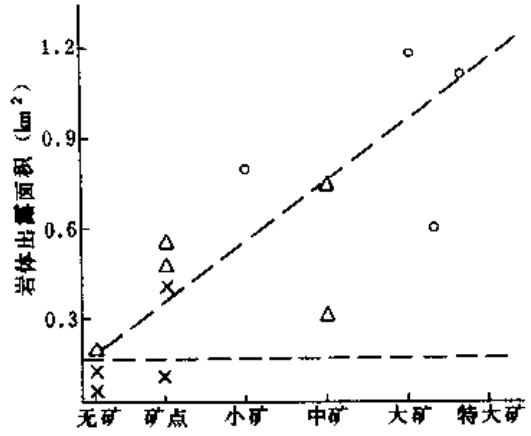


图 1–2–11 九瑞地区岩体面积、形态和矿床规模关系图 · 圆圈表示柱状岩体；三角表示透镜状岩体；叉号表示脉状岩体

2.岩体的形态和矿床规模的关系

本区热液矿化的有无和热液矿床的规模除与岩体出露面积的大小有关外，还与岩体的形态有密切的关系。如将本区岩体分为柱状、透镜状和脉状三类。则圆柱状岩体最有利于成矿，本区的大型铜矿床都与这类岩体伴生。透镜状岩体也有利于成矿，当规模较大时，可形成中型矿床。脉状岩体不利于成矿，一般不伴生矿床或仅有矿化。岩体的形态和大小实际上都是岩体热量分布和大小的表现。总体来说，热量愈大和愈集中，愈有利于大量热液的生成，愈有利于形成较大规模的矿床。而岩体规模愈小，热量愈分散，不易形成或只能形成少量热液，故不伴生矿床或仅伴生矿化。

3.围岩的失重温度

岩浆是高温物体，故岩体附近的围岩均受热的作用。在高温岩浆的影响下，围岩中所含的裂隙水，粒间水和吸附水受热气化，甚至矿物中的结构水不同程度地被分解释放。围岩的热重分析能提供离岩体不同距离的围岩的起始失重温度、失重量，实际上就是起始失水温度和失水量。如上所述，武山岩体周围志留纪砂页岩的失重温度和失重量的变化是很有规律的，愈近岩体起始的失重温度愈高，失重量愈大，（图 1–2–10）。起始失重温度在一定程度上代表了岩石的最高受热温度。因此，围岩的起始失重温度曲线反映了岩浆热在围岩中造成的热梯度。根据起始失重温度曲线看出，离岩体 1km 远的岩石曾被加热到 100℃以上。离岩体 800m 处的岩石曾被加热到 300℃。武山铜矿床已知矿体离岩体的距离为 800m。这就是说，矿体都赋存于被岩体加热到 300℃的岩石区内。因此，热液矿床的分布范围明显受围岩热梯度控制，主要矿体集中分布于"热"岩区内，"热"岩是指受热温度高于或等于成矿温度的岩石。

4.矽卡岩发育程度与岩体关系

本区矽卡岩的发育程度明显受岩体规模的控制，较大岩体的接触带上常见矽卡岩，其厚度较大，并有明显的分带性，如武山岩体、城门山岩体、东雷湾岩体和紧邻本区的封山洞岩体。较小岩体的接触带上仅见零星的矽卡岩体或无矽卡岩体。而很小的岩体的接触带上没有矽卡岩体。

侵入于碳酸盐层中的岩体群，在较大岩体接触带上有矽卡岩体，而在较小岩体的接触带上没有矽卡岩体（图 1–2–12）。而且在较大岩体的主体接触带上有矽卡岩体，在突出的脉状分枝体接触带上无矽卡岩。同一柱状岩体上部接触带矽卡岩不发育，往深部矽卡岩增多。矽卡岩是一种高温热液产物，它明显受与它直接接触的岩体规模控制，即受岩浆的热量控制。

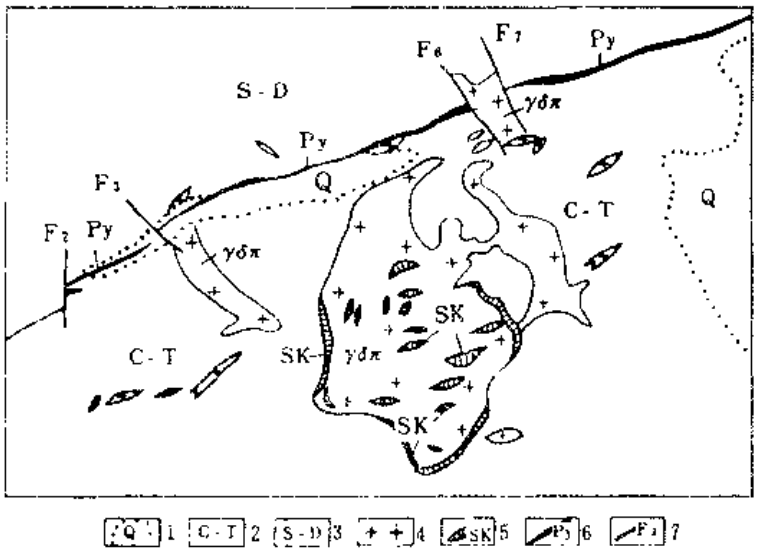


图 1-2-12　武山矽卡岩分布图

1-第四系；2-石炭系到三叠系灰岩；3-志留系到泥盆系碎屑岩；4-花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩及脉岩；5-矽卡岩；6-似层状含铜黄铁矿体；7-断层及编号

5.矿化的带状分布

本区铜矿床的重要特征是多种矿化类型共存，在斑岩体中有斑岩型矿体，在岩体和碳酸盐层的接触带上有矽卡岩型矿体，在碳酸盐层的底部和近底部有似层状含铜黄铁矿型矿体。多次岩浆活动可导致多次矿化，但一次岩浆活动可产生多种矿化类型。所以，不同矿化类型具有明显的共性：均为硫化物型铜矿化；矿石矿物相似，主要为黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿、辉钼矿、斑铜矿等；不同类型的矿体均有四种黄铁矿——微晶、胶状、细粒和中粗粒；形成温度范围基本一致，为 150℃～470℃；矿物爆裂温度频数分布图表明，四种黄铁矿都有各自的高峰值，而不同类型的每种黄铁矿的爆裂温度峰值基本一致。不同类型的矿化有时在空间上连接，在成分上逐渐过渡。如武山矿区北矿带的似层状含铜黄铁矿体，在深部过渡为矽卡岩型铜矿体。

不同类型矿体的形成温度与离岩体的距离有关，随离岩体距离的增大，成矿温度降低，如武山矿床矽卡岩型铜矿体的形成温度比产于外接触带的似层状含铜黄铁矿体的温度高约 20℃（表 1-2-16）。

表 1-2-16　武山矿床不同矿化类型矿物包体测温（℃）结果

矿化类型 / 矿物	南矿带		北矿带	
	岩体中的矿物	矽卡岩矿体	块状硫化物矿体	五通、纱帽组中硫化物
中粗粒黄铁矿	391	370	350	330
细粒黄铁矿	310	310	290	290
黄铜矿		318	300	
闪锌矿		285	265	
石英		350	330	

据长春地质学院孟良义等

武山矿床的北矿带实际上是一种复合类型矿体，在深部接近岩体处为矽卡岩型铜矿

体，随离岩体距离增大，逐渐变为含铜黄铁矿型矿体，在离接触带很远处，又变为铅锌矿体。从矿体纵投影图上主要成矿元素含量等值线图（图 1-2-13）看出，从矽卡岩型一黄铁矿型一铅锌矿型，铅锌含量明显增加，铜含量有减少的趋势。武山矿床的Ⅰ号矿体由三种类型矿石构成。它们的形成温度有一定差异，矽卡岩型最高，黄铁矿型中等，铅锌矿型最低。它们的分布受离岩体的距离控制。因此，可以认为矿化有规律的分布是受岩浆热梯度控制，即形成这些类型矿体热液的热主要直接来自岩体。

6.以岩体为中心的环形热反应场的存在

在本区伴生热液矿床的岩体周围都存在环形的热反应场，如矿化的带状分布、热液蚀变的环带状分布（矽卡岩化、大理岩化、硅化、绢云母化、黄铁矿化等随远离岩体减弱）、成矿元素含量的环带状分布，以及砂页岩 $\delta^{18}O$、碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 的环带状有规律的降低等。

岩体周围各种岩石中矿物的变化或被交代、元素含量的增长或减少，碳、氧同位素比值的差异主要是由热液活动引起的。它们共同的变化规律是愈接近岩体，变化的强度愈大。这与岩体所产生的热晕场或热梯度基本一致。

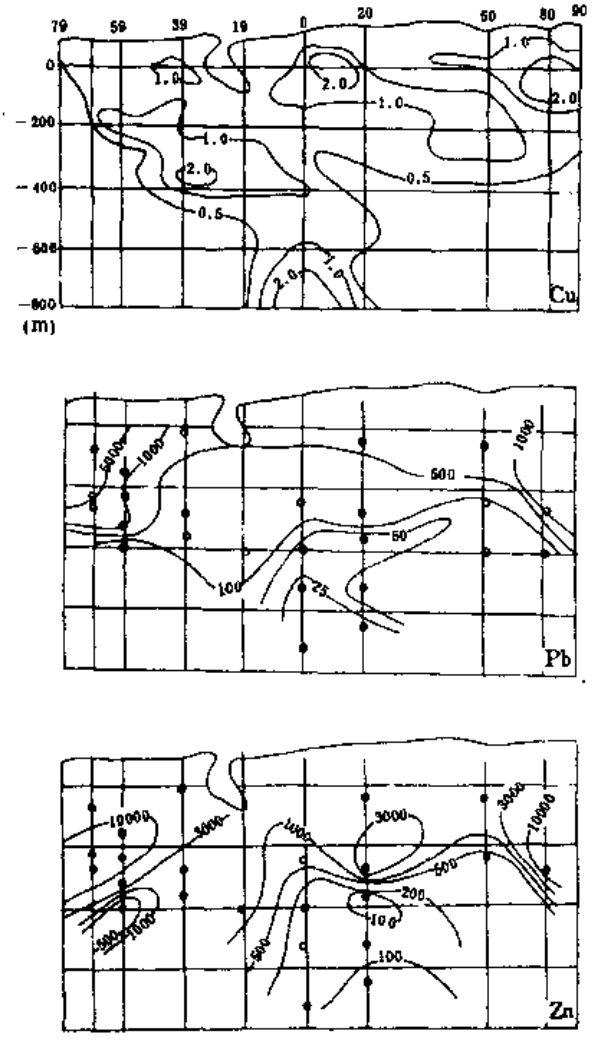


图 1-2-13　武山Ⅰ号矿体纵投影图上 Cu、Pb、Zn 含量等值线

横坐标上的数字表示勘探线号；等值线数字 Cu 为百分含量；铅、锌为 ppm

（据赣西北队资料）

三、湘东南地区

湘东南地区为华南褶皱系的一部分，位于湘桂复向斜的东缘，恰处于华南东部岩浆岩

密集区和西部岩浆岩零星分布区及东部隆起区和西部坳陷区的过渡地带。成矿条件极为有利，形成了大量钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、铀等矿床，尤以矽卡岩型钨矿为特征，矿床数量多、规模大，分带性强。本区除东坡矿田中储量占世界首位的柿竹园钨矿床外，还有规模巨大或很大的瑶岗仙、黄沙坪、香花岭、骑田岭、白云仙等矿床。它们都不是单一元素，单一类型的矿床，而是有多种成矿元素，不同矿床类型构成的系列矿床。这些矿床的形成都与岩浆活动有关，但成矿热液是岩浆分异的产物，还是岩浆侵位后热驱动形成？只有进行必要的研究，根据地质事实和各种分析资料才能作出判断。为此，我们一方面对已有的有关资料进行综合整理，另一方面对确定成矿热液来源有重要意义的问题进行了研究。下面分别就成矿热液中矿、水和热三种来源的有关资料和认识作一介绍。

(一) 成矿和蚀变物质来源

要查明成矿热液的生成和演化，必须弄清热液中溶解物质的成分、数量和来源。这可通过热液生成物，如矿石、蚀变岩等，或代表原始热液的矿物包裹体等成分、同位素、某些元素间的相关性等研究来确定。由于本区热液矿化以矽卡岩型为主，因此，研究矽卡岩物质的来源，对解决热液成因是有重要价值的。

1.矽卡岩物质的来源

(1) 矽卡岩的产状

矽卡岩通常是指岩浆岩与碳酸盐地层的接触带由交代作用生成的一种蚀变岩。这种产状的矽卡岩在本区多数矿床内均有分布，而且规模较大，是主要的矿化类型。在瑶岗仙矿床内，花岗岩体并不与碳酸盐地层直接接触，而与砂岩接触，故在岩体与砂岩接触带上无矽卡岩。但在碳酸盐层与砂岩层之间形成了矽卡岩体。还有一些"矽卡岩"呈脉状产出，具有明显的充填特征。此外，在碳酸盐层和岩体内均可见到不同程度的矽卡岩化，特别是在碳酸盐层中。

(2) 矽卡岩的成分

矽卡岩的主要矿物为石榴石、辉石，常见矿物为角闪石、符山石、硅灰石、绿帘石、磁铁矿、萤石、方解石和石英等。由于矽卡岩类型较多，化学成分有较大的变化，主要组分 SiO_2、Al_2O_3 和 CaO 的变化范围分别为 30—50%、2—10%和 15—35%。这些组分的含量介于花岗岩、灰岩之间。所以，人们很易接受接触带上的矽卡岩为双交代成因。但铁、锰、镁等元素含量并非如此，特别是 Fe_2O_3+FeO 在矽卡岩中约为 9%，而花岗岩和灰岩中分别为 2%和 0.9%，即矽卡岩中的氧化铁含量比花岗岩和灰岩高 4.5–10 倍（表 1–3–1）。这用双交代理论来解释就困难了。用岩浆热液观点来解释同样有困难。因为，本区的花岗岩都是相对贫铁的，氧化铁的总量变化范围为 1.16–2.11%，平均约 1.8%，仅为中国花岗岩 Fe_2O_3+FeO（2.86%）的 63%。这种贫铁岩浆是难于演化形成富铁的残余溶液的。本区的矽卡岩是交代灰岩而成。由表可见热液除携带大量 SiO_2 外，还含大量的 Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO 和相当大量的 MnO 和 MgO。这与传统认为的富硅、钾、钠的残余岩浆是明显不同的。

表 1-3-1 柿竹园矽卡岩化化学成分的变化

	花岗岩(1)		灰岩(2)		矽卡岩(3)		带入(+)带出(-)以 g／100cm³ 计		元素活动范围
	重量（%）	g／100cm³	重量（%）	g／100cm³	重量（%）	g／100cm³	(3)-(1)	(3)-(2)	
SiO_2	75.00	202.5	16.83	45.44	33.45	110.39	-92.11	+76.94	体系内
TiO_2	0.08	0.22	0.14	0.38	0.23	0.76	+0.54	+0.38	进体系
Al_2O_3	12.62	34.07	2.07	5.59	8.18	26.99	-7.08	+21.4	体系内
Fe_2O_3	0.34	0.92	0.42	1.13	5.70	18.81	+17.89	+17.86	进体系
FeO	1.70	4.59	0.35	0.95	2.96	9.77	+5.18	+8.82	进体系
MnO	0.05	0.14	0.05	0.14	1.36	4.49	+4.35	+4.35	进体系
MgO	0.25	0.68	1.04	2.81	2.05	6.77	+6.09	+3.96	进体系
CaO	0.69	1.86	43.02	116.15	35.03	115.60	+113.74	-0.55	体系内
Na_2O	3.34	9.02	0.07	0.19	0.13	0.43	-8.58	+0.24	体系内
K_2O	5.05	13.64	0.41	1.11	0.05	0.17	-13.47	-0.94	出体系
P_2O_5	0.03	0.08	0.01	0.03	0.65	2.15	+2.07	+2.12	进体系
H_2O	0.57	1.54	0.65	1.76	0.62	2.05	+0.51	+0.29	进体系
CO_2	—	—	34.50	93.15	4.70	15.51	+15.51	-77.64	出体系
总量	99.72		99.56		95.11				
体重	2.7		2.7		3.3				

注：(1) 和 (2) 引自南岭矿床专题组报告；(3) 引自柿竹园报告

此外，矽卡岩和矽卡岩矿物中成矿元素钨、锡、钼、铋已有明显的富集。根据陈骏资料，石榴石和辉石中钨为 23—257ppm，平均 72.71ppm，锡为 89—3199ppm，平均 1425ppm，钼为 1.3—45.4ppm，平均为 13.15ppm，铋为 5—20.8ppm，平均为 11.97ppm，而花岗岩中长石和石英中的钨、锡、钼和铋的含量，分别为 2—9.7ppm，平均 6.3ppm，1.2—4.9，平均 2.56ppm，0.2—1.4，平均 0.6ppm，0.1—1.5，平均 0.38ppm。由此可见，主要矽卡岩矿物中的成矿元素含量比花岗岩的主要造岩矿物中的含量高 1 至 3 个数量级。

(3) 矽卡岩的形成条件

郭吉保（1986）等作了矽卡岩形成条件的实验，他们采集了柿竹园矿区的花岗岩和灰岩等样，将它们的粉末放在蒸馏水或氯化钠等的水溶液中，在温度为 400—750℃ 和压力为 500—1000bar（1bar＝10^5Pa）的条件下，生成了与天然矽卡岩基本一致的矿物组合。

根据矽卡岩的产状、成分和形成条件等特征，可以得出如下认识：

1）本区的矽卡岩主要产于灰岩与岩浆岩的接触带上，个别的产于岩体附近的砂岩与灰岩层间，其为高温热液的交代产物。矽卡岩的形成在成因上与岩浆活动有密切的关系，在时间上不仅晚于灰岩，而且也晚于岩浆岩，在成分上与围岩有关。主要组分来自围岩(灰岩、砂岩和花岗岩等)。

2）矽卡岩中成矿元素的含量较高，表明形成矽卡岩的热液具有成矿特征或为早期的成矿热液。

3）本区矽卡岩主要是交代灰岩而成，由表 1-3-1 可见，热液中带来的元素，数量最多的是硅、铝和铁，其次是锰、镁等，再次为成矿元素。从热液中携带元素的含量、元素的活动性等来看，热液中含量高和活动性小的元素，如 Si、Al、Ca 等，可直接来自矽卡岩两侧的围岩，一般迁移的距离为几百米。含量较高和活动性较大的元素（如铁）及含量较低活动性较大的成矿元素主要不是来自矽卡岩两侧的灰岩和花岗岩，可能来自距离较大的碎屑岩，它们迁移的距离可达数公里。

4）本区与岩体有关的矽卡岩，产于接触带或其附近，即受热较强的地区，根据实验资料，矽卡岩形成温度高于 500℃，且赋存于富含矽卡岩化学组分的岩石间。这表明形成矽卡岩的热液属高温热液，其溶解的元素主要来自围岩。矽卡岩形成的实验证实了这种可能性。实验使用了花岗岩和灰岩作试样，放入蒸馏水或含盐的水中，加热即可获得相似于天然矽卡岩的矿物组合。这就是说，形成矽卡岩并不需要特殊的热液，只要有水或含 NaCl 类的水进入高温的花岗岩和灰岩等的接触带即可。成矿实验证明，高温的水能溶解大量主要造岩元素，成为富含矿质的热液，并使它们重新组合，形成矽卡岩等。

2.成矿物质来源

表 1-3-2　柿竹园矿床成矿元素地球化学场的特征

成矿元素	特征	异常场			正常场
		增高场		降低场（负晕场）	
		矿化场	正晕场		
W	样品数（个）	大量	7	40	16
	含量范围（ppm）	1105—4600	1—50	<1—4	2—12
	平均值（ppm）	3466	17.29	2.55	4.92
	离岩体距离（m）	0—400	400—1500	1500—5000	>3000
	面积（km^2）			~50	
Sn	样品数（个）	大量	23	21	17
	含量范围（ppm）	700—1650	6—41	1—7	1—39
	平均值（ppm）	1428	17.74	3.50	7.88
	离岩体距离（m）	0—500	500—2000	2000—5000	>2500
	面积（km^2）			~20	
Mo	样品数（个）	大量	25	25	13
	含量范围（ppm）	130—1630	<0.5—5.1	<0.5—1.1	<0.5—1.08
	平均值（ppm）	983	2.56	0.27	0.63
	离岩体距离（m）	0—400	400—2000	2000—5000	>4000
	面积（km^2）			~50	
Bi	样品数（个）	大量		45	18
	含量范围（ppm）	560—1480		<1—1	<1—2
	平均值（ppm）	1073		0.56	1.06
	离岩体距离（m）	0—400	>400—<800	800—5000	>3000
	面积（km^2）			~50	

矿化场元素含量资料取自南岭矿床专题组报告

(1) 矿体围岩中成矿元素含量的变化

热液矿床的成矿物质来源主要有二种可能：由岩浆热液从深部带来；由围岩提供。在一定条件下，研究矿体围岩中成矿元素含量，为查明成矿元素来源提供重要的信息。若矿质主要来自围岩，则成矿元素在矿体中富集的同时，围岩中一定会发生贫化。华南地区钨矿床的分布与前泥盆纪碎屑岩有密切的空间关系。因此，我们和湘南队的同志一起对柿竹园矿床附近的这套地层采了 63 个样品，作了成矿元素（W、Sn、Mo、Bi）含量测定，结果是很有趣的，综合归纳如下：

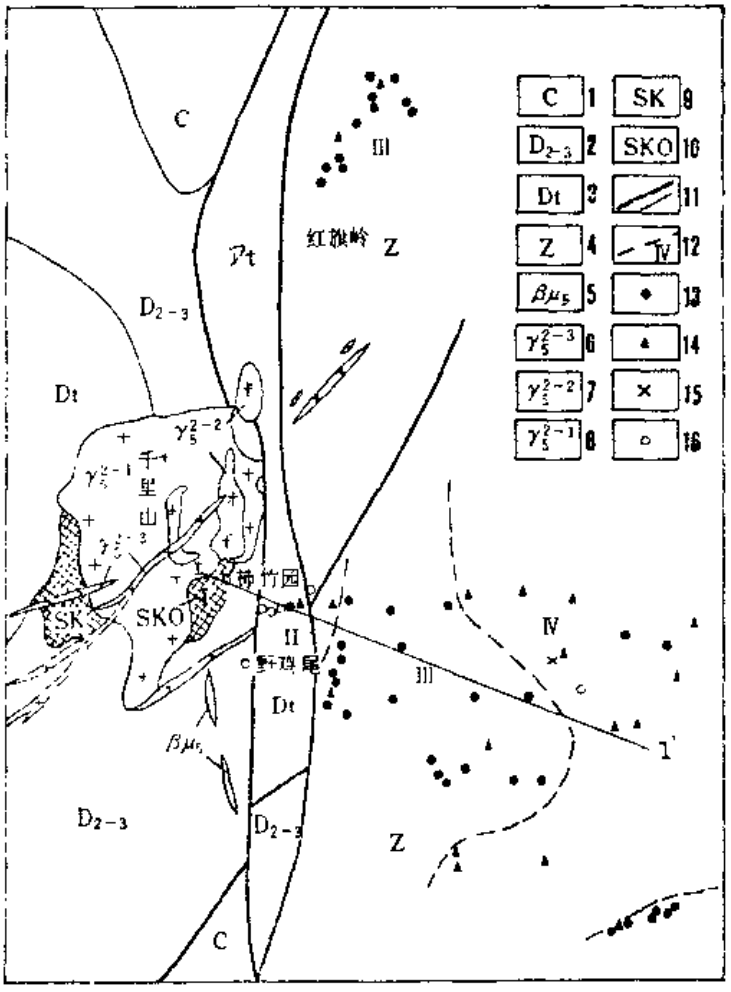


图 1-3-1 柿竹园矿床钨的基岩地球化学场图

1-石炭系碳酸盐岩；

2-泥盆系碳酸盐岩；

3-泥盆系砂岩；

4-震旦系砂岩；

5-辉绿玢岩；

6-8 分期侵入的燕山期花岗岩；

9-矽卡岩；

10-矽卡岩矿体；

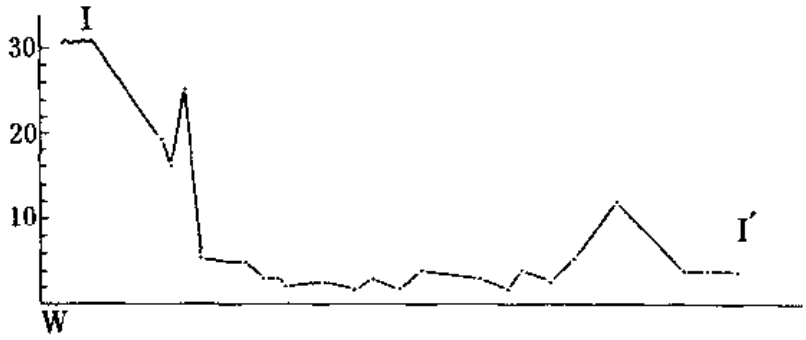
11-断层及地质界线；

12-地化场界线；

13-16 采样点及钨含量分级（ppm）：

13-1-3；14-4-6；

15-7-10；16->10



1) 同一层位同种岩石的成矿元素含量变化幅度很大（表 1-3-2），W、Sn、Mo 的含

量范围分别为 1—50ppm、1—41ppm 和 <0.5—5.1ppm，极大值与极小值之比约为 40—50。

2）围岩中成矿元素含量变化是有规律性的，与离岩体（或矿体）的距离有关，近岩体的围岩的成矿元素的含量较高，离岩体中等距离的围岩中成矿元素含量最低，离岩体较远的围岩中成矿元素含量中等（图 1-3-1，1-3-2）。

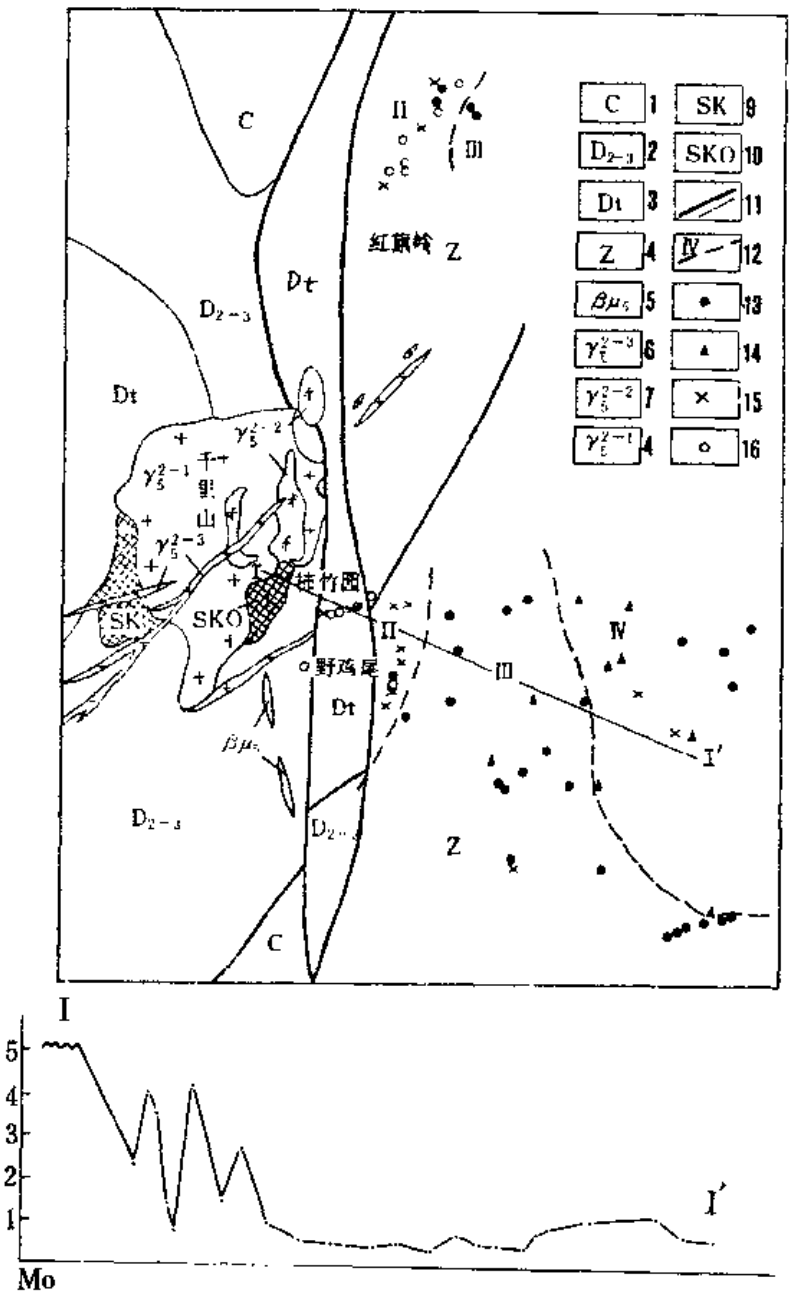


图 1-3-2 柿竹园矿床钼的基岩地球化学场图

图例 1-12 同图 1-3-1；

13-16—采样点及钼含量分级（ppm）：

13— <0.5；14—0.5～1.0；

15— >1～3；16— >3

3）围岩中成矿元素含量的明显差异，既不是沉积环境引起的，因为这种很小范围内同种岩石的岩性是相同的，不存在沉积环境的差异；也不是分析误差引起的，这些成矿元素的分析精度都是很高的；而是后生变化造成的。从各成矿元素的地球化学场统计看出，

按含量均可分为四种场：特高含量、较高含量、最低含量和中等含量，它们在空间上以矿体为中心，向外依次排列。特高含量场与矿体一致，称矿化场；较高含量场，为紧邻矿体的围岩，为一般所称的地球化学异常，我们称之为正晕场，最低含量场可称为降低场，中等含量场为原始场或正常场。这些场是在成矿过程中形成的，远离岩体的围岩未受或仅经受微弱的热液作用，成矿元素未发生变化。降低场中的成矿元素被溶解带至矿体及其附近，形成矿化场和正晕场。统计资料清楚地反映了这一过程，如降低场的四种成矿元素平均含量比正常场降低了约一半，降低场中成矿元素的含量几乎全部低于正常场的平均值。这用降低场岩石中成矿元素被淋出来解释，就很自然了。

4）成矿元素地球化学场不仅有固定的空间位置，而且，异常地球化学场的规模与其与正常场含量之差有反消长的趋势，即正常场与异常场岩石中成矿元素平均含量相差愈大，则异常场的面积愈小，反之亦然。两者的反消长关系表明正异常场成矿元素增加量和负异常场的减少量之间存在着相互制约关系。

为查明围岩为成矿提供多少矿质，我们对各成矿元素降低场释放的金属量作了粗略估算，各场的成矿元素平均值可通过统计获得，它们之间的差值是已知的。降低场的面积可从图上测量获得，深度采用 2km，因为降低场最高的样品与最深矿体标高之差已超过 1km。这些资料就可估算出降低场释放的成矿金属数量。钨 60 万吨、锡 50 万吨、钼 9 万吨、铋 13 万吨（表 1-3-3）。它们与矿床的储量为同一数量级或较为接近。

表 1-3-3　柿竹园矿床降低场岩石释放成矿元素量计算表

	W	Sn	Mo	Bi
正常场平均值（$\bar{X}_{正}$）	4.92	7.76	0.63	1.06
降低场平均值（$\bar{X}_{降}$）	2.55	3 .38	0.27	0.56
$\bar{X}_{正}-\bar{X}_{降}$（ppm）	2.37	4.38	0.36	0.50
降低场面积（km^2）	50	20	50	50
降低场深度（km）	2	2	2	2
降低场体积（km^3）	100	40	100	100
降低场岩石体重（吨／立方米）	2.6	2.6	2.6	2.6
降低场岩石重量（吨）	260×10^9	104×10^9	260×10^9	260×10^9
降低场释放的金属量（万吨）	59.8	50.23	9.36	13.0

综上所述，本区围岩，特别是前泥盆纪碎屑岩是富含成矿元素的，钨、锡等含量为地壳克拉克值的 3-4 倍。它们可能为成矿提供大量金属，成矿元素异常场的存在，表明在成矿过程中这些岩石的成矿元素发生了活化和再分配。降低场的出现证明围岩释放了大量成矿元素，为成矿提供了物质。

（2）矿物包裹体成分特征

矿物中的气液包裹体是矿物形成时被矿物掳获的成矿溶液。因此，包裹体的成分代表了成矿热液。研究包裹体的特征就能了解成矿热液的性质。

我们根据已有的包裹体成分资料，进行综合统计，编制成表，柿竹园矿床包裹体成分

的极其重要特征是钙离子占绝对优势。按重量钙为钾的 5 至 25 倍，平均为 10 倍，为钠的 2—5 倍，平均为 3 倍，为钾和钠之和的 1.5 倍（表 1-3-4）。这些包裹体取自不同成矿阶段的矿物，其中有早期矽卡岩、晚期矽卡岩、云英岩和热液矿物。这表明，成矿热液始终以富钙为特征。在包裹体的阴离子成分中，除氟、氯较高外，碳酸氢根含量亦较高，三者的重量含量接近相等。

表 1-3-4　柿竹园矿床矿物包裹体成分（mg / 10g）

阶段	样数	HCO_3^-	Cl^-	F^-	SO_4^-	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
早期矽卡岩	4	1.74	2.35	2.10	0.09	0.85	2.25	5.56	0.12
晚期矽卡岩	5	1.40	1.64	2.50	0.28	0.25	1.06	6.22	0.11
云英岩	4	1.14	1.39	1.88	0.45	0.67	1.70	3.30	0.18
热液	2	1.95	1.18	1.25	0.77	0.20	0.46	3.88	0.19
平均	15	1.56	1.64	1.93	0.40	0.49	1.37	4.95	0.14

根据南岭矿床专题组资料编制

黄沙坪矿床矿物包裹体的成分特征基本上与柿竹园的相同，阳离子中钙占优势，按重量，钙为钾的 6—33 倍，平均约 8 倍，为钠的 8—17 倍，平均为 12 倍，为钾钠含量之和的 5 倍（表 1-3-5）。花岗斑岩中矿物包裹体也具有类似的特征。钙离子含量很高。所有包裹体中 CO_2 的含量很高，比氟和氯离子含量高得多。

表 1-3-5　黄沙坪矿床矿物包裹体成分（mg / 10g）

中段	矿物岩石	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	CO_2	样品数
309	热液矿物	0.16	0.68	5.31	0.69	6.77	0.89	19.02	2
	花岗斑岩	5.40	0.54	4.35	0.23	4.15	1.01	5.46	1
273	热液矿物	0.68	0.28	4.82	0.73	2.10	1.35	14.80	4
	花岗斑岩	0.97	0.39	1.92	0.19	1.73	1.36	20.18	1
200	热液矿物	0.83	0.42	4.76	0.42	3.24	1.40	14.57	4
热液矿物		0.63	0.42	4.89	0.60	3.49	1.30	15.55	10
花岗斑岩		3.18	0.46	3.13	0.21	2.94	1.81	12.82	2

根据南岭矿床专题组资料编制

根据矿物包裹体成分的研究，查明了柿竹园、黄沙坪矿床的成矿热液是一种以钙离子为主的热液。这种热液是难于用富硅贫钙的花岗岩岩浆结晶演化形成来解释，因为柿竹园花岗岩的 CaO 含量为 0.60–0.95%（γ_5^{2-1}—0.95，γ_5^{2-2}—0.60），黄沙坪花岗斑岩的 CaO 含量为 1.40%，它们均低于中国花岗岩 CaO 平均含量 1.62%。若要把这种富钙和相对贫钾钠的成矿热液视为岩浆热液，则需提供实验依据，并对岩浆结晶演化理论作出必要的修改。如把成矿热液视为被岩浆加热而成的，并溶解围岩中的易溶组分（特别是这些矿床中

与岩浆岩直接接触的碳酸盐地层）形成富钙热液，这不仅在理论上是可能的，而且被形成矽卡岩和成矿等实验所证实，也被许多地质事实所证明。为什么柿竹园矿床的包裹体中钾小于钠，而黄沙坪却相反，为钾大于钠。因为这两个矿床的岩浆岩成分不同。钾钠含量比值，柿竹园为 1.2—1.6，而黄沙坪为 2.29—6.3。黄沙坪岩浆岩富钾，其与热水或热液作用，很自然形成相对富钾的热液。

(3) 硫铅同位素特征

本区东坡矿田和黄沙坪矿床的硫同位素与斑岩铜矿的相比，有明显的差别：平均值高，黄沙坪的热液矿物为 10.84‰（表 1-3-6），东坡矿田的辉钼矿为 6.05‰，黄铁矿为 5.53‰（表 1-3-7）；离差大，黄沙坪为 49.51‰（−32.41—17.50‰），东坡为 20.85‰（−10.93—9.92‰）。在硫同位素组成频数分布图上，具塔式分布特征的矿体或矿物的 $\delta^{34}S$ 峰值较高或很高，东坡花岗岩体附近矿体约为 6‰，黄沙坪为 13‰。不同作者在解释这些硫同位素特征时，共同的结论是有围岩中的硫参与。

表 1-3-6　黄沙坪矿床矿物 $\delta^{34}S$ 统计表

矿体类型及位置	矿物	样品数（个）	$\delta^{34}S$ (‰)		
			最小	最大	平均
Ⅱ—花岗斑岩近旁至 1200m	黄铁矿	27	9.91	16.80	12.93
	闪锌矿	57	11.86	17.50 ✓	14.65
	方铅矿	67	8.46	15.90	12.26
	毒砂	4	9.86	14.18	12.04
	合计	155			13.25
Ⅰ—花岗斑岩近旁	辉钼矿	1			17.73
Ⅲ—花斑岩周围和Ⅳ—石英斑岩内	黄铁矿	8	3.78	7.89	6.45
	磁黄铁矿	5	3.87	10.70	6.32
	闪锌矿	12	3.00	11.59	6.36
	方铅矿	9	3.12	6.90	5.29
	黄铜矿	20	2.77	7.78	4.77
	合计	54			5.60
晚期硫化物方解石脉	黄铁矿	3	−32.41 ✓	−12.77	−21.31
灰岩中黄铁矿结核	黄铁矿	4	−22.60	−3.1	−10.80

引自南岭矿床专题组报告

表 1-3-7　东坡矿田硫同位素组成

矿物名称	样品数	$\delta^{34}S$ (‰)		
		范围	离差值	平均值
辉钼矿	15	4.39—6.89	2.5	6.05
黄铁矿	27	0.24—8.63	8.39	5.53
闪锌矿	16	−5.04—9.92	14.96	4.93
磁黄铁矿	5	−8.52—5.10	13.62	−0.19
方铅矿	22	−10.93—6.70	17.63	−2.16

根据南岭矿床专题组资料统计编制

本区东坡矿田和黄沙坪矿床都有较多的铅同位素分析结果，单样的模式年龄变化范围很大（表 1-3-8），从负值至大于 300 或 400 百万年。黄沙坪矿床岩体中长石的模式年龄较小，从-93 至 80 百万年，平均为 17 百万年，表明，它们并非是真正的岩浆铅，而是经过改造的铅。矿石铅的模式年龄从 140 至 380 百万年，表明矿石铅的年龄均大于长石铅的年龄，矿石铅的平均年龄为 219 百万年，比长石铅的平均年龄大二百多万年。钾氩法测得的岩体年龄为 130 百万年。如岩体中长石铅和矿石中的铅受同一地质作用控制，则长石铅年龄因受这一作用变轻，矿石铅年龄也相应变轻，如岩体年龄按 130 百万年计算，长石铅年龄减少了 113 百万年，矿石铅也减少此数，那么，矿石形成的真正年龄为 332 (219+113) 百万年．这就是说，矿石铅是来自围岩．

表 1-3-8　黄沙坪铅同位素模式年龄统计表（单位 Ma）

	≤50	51—100	101—150	151—200	201—250	251—300	>300
方铅矿			1	8	3	3	2
长石	2	2					
岩体(K—Ar 法)			2				

根据南岭矿床专题组资料编制

（二）成矿热液水的来源

1.岩石和矿物的氧同位素特征

根据含水平衡体系中形成岩石和矿物的氧同位素组成，可推算溶液的氧同位素组成，并确定水的来源．

在柿竹园矿床，花岗岩、矿化云英岩、黑钨矿石英脉和萤石石英脉四类岩矿石均作了氧同位素的测定，结果见表 1-3-9，由表可见，流体的 $\delta^{18}O$ 值从岩浆阶段经云英岩化和热液两个成矿阶段至成矿晚期或期后阶段，随温度下降，不断降低，从 10.7 降至 -8.9‰。柿竹园矿床花岗岩及其中矿物的 $\delta^{18}O$ 与一般花岗岩的值是一致的，故计算出的与花岗岩平衡流体的 $\delta^{18}O$ 值也是正常的。但在高温云英岩化阶段计算出的流体 $\delta^{18}O$ 值，除个别的具有岩浆流体特征外，极大部分 $\delta^{18}O$ 偏低，小于岩浆水 $\delta^{18}O$ 的已知最小值 9.04‰，这已显示有很大部分地下水或非岩浆水参与。含钨石英脉是柿竹园矿床的主要成矿阶段，流体的 $\delta^{18}O$ 已降至 1.3—2.64‰，清楚表明，成矿流体中的水主要是地下水。到热液活动晚期，温度为 200℃ 左右时，流体的 $\delta^{18}O$ 已降低-8.9—-6.3‰，这种流体看来是出大气降水直接补给形成。

表 1-3-9　柿竹园矿床矿物和流体的氧同位素组成

岩矿石	测试矿物	样数	形成温度（℃）	$\delta^{18}O$ (‰)	
				矿物	流体
花岗岩	石英、长石、全岩	5	665—715	8.6—11	9.04—10.7
云英岩	石英、黑钨矿	4	265—410	3.2—14.0	2.9—10.2
黑钨矿石英脉	石英	1	223—250	11.6	1.3—2.64
萤石石英脉	石英	1	200±20	4.2	-8.9—-6.3

根据南岭矿床专题组资料统计编制

黄沙坪矿床中各类矿石中均含方解石，根据方解石的 $\delta^{18}O$ 可计算与其平衡热液水的 $\delta^{18}O$。150℃热液水的 $\delta^{18}O$ 为 0.86—2.82‰，远低于岩浆水的下限，表明热液中是有地下水等表水参与。

2.岩浆结晶和矿床分布与地质体含水透水性的关系

岩浆侵入于不同含水性的地质体中其结晶特征是有明显差异的。东坡矿田内发育一组北东向的花岗斑岩脉，断续长度大于 10km，单脉宽数米至数百米。这些岩脉既穿切不同时代和不同岩性的地层，又穿切早期的花岗岩体。甚至同一花岗斑岩脉穿切不同的地质体。在千里山岩体西南的花岗斑岩脉侵入于泥盆纪灰岩中，均有宽 1—2m 的隐晶质冷凝边，其中斑晶少见。脉体本身斑晶数量少，粒度较小，约为 1mm，基质粒度微细 0.04—0.2mm，肉眼观察为隐晶质。岩石后期蚀变明显，有较强的碳酸盐化等（照片 17 和 18）现象。当这些岩脉进入千里山花岗岩体后，冷凝边几乎消失，其宽度一般不超过 2cm，脉体岩石具似斑状结构，斑晶多，粒度达 3mm 或更大，基质粒度一般为 0.5mm，由此可见，花岗斑岩脉在灰岩中，冷凝边宽，矿物结晶粒度微细，碳酸盐化较强，而在花岗岩中，冷凝边几乎消失，矿物结晶颗粒较粗。基质以蠕英石为主，蚀变有绢云母化（照片 19）和萤石化（照片 20）。造成这种差异的原因是灰岩富含水，花岗岩不含水或弱含水。当岩浆侵入富水的灰岩地层时，岩浆遇水迅速冷却形成较宽的冷凝边。由于地层中水对高温岩浆的作用，使岩浆快速冷却，形成了真正的斑岩，基质为隐晶质，而侵入于不含水或弱含水的花岗岩中的岩浆，仅通过缓慢的传导释热，降温速度很慢，因此，几乎没有冷凝边，而且整个岩石的结晶粒度较粗。

地质体的含水性不仅对岩浆结晶有重要影响，而且对成矿也起控制作用。在灰岩中的花岗斑岩脉两侧发育与脉体大致平行的铅锌矿脉，而在花岗岩中未发现。因为，当岩浆侵入含水的灰岩，灰岩受热较强，特别是接近岩浆部分。在水对岩浆的作用下，围岩不仅受热增温迅速，而且降温也快。先迅速增温，灰岩体积膨胀，后又很快降温，体积收缩，这样最易产生平行脉壁和靠近脉体的断裂。循环运动的受热地下水溶解了围岩中的成矿元素，在断裂中富集成矿。侵入于花岗岩中的岩浆，仅通过缓慢的传导释热，花岗岩受热和冷却均较缓慢，故冷却收缩裂隙不发育、花岗斑岩岩浆本身含水量很低，不可能释放大量热液，周围花岗岩中不含水或弱含水，故亦不可能形成表生热液，因此，在花岗岩中的花岗斑岩脉不伴生铅锌矿化。其本身的热液蚀变也不明显。

本区的矽卡岩型钨锡矿床的位置和规模等与含水地层的褶皱构造有密切的关系。已知的矽卡岩型矿床都位于由含水地层构成的向斜轴线上，而且，这种向斜的规模（长度）大并且相对标高低或含水层下陷深度大，则位于这种向斜翘起部位的矿床规模就大。东坡矿田中，柿竹园—中山向斜规模最大，相对标高最低，故矿床规模特别大（图 1-3-3）。金船坳向斜规模较小，相对标高尚低，故矿床有一定规模，但远不如柿竹园矿床。

3.矿石中的钙质矿物和围岩的碳酸盐化

湘东南地区以矽卡岩型和脉型矿床为主，矽卡岩型更具代表性。柿竹园矿床和黄沙坪矿床的主要脉石中均有含钙矿物，如柿竹园云英岩中的萤石、矽卡岩中的石榴石、透辉石、萤石和白钨矿、大理岩中的方解石和萤石。黄沙坪矿床中脉型铅锌矿中含较多的碳酸盐，特别是方解石。

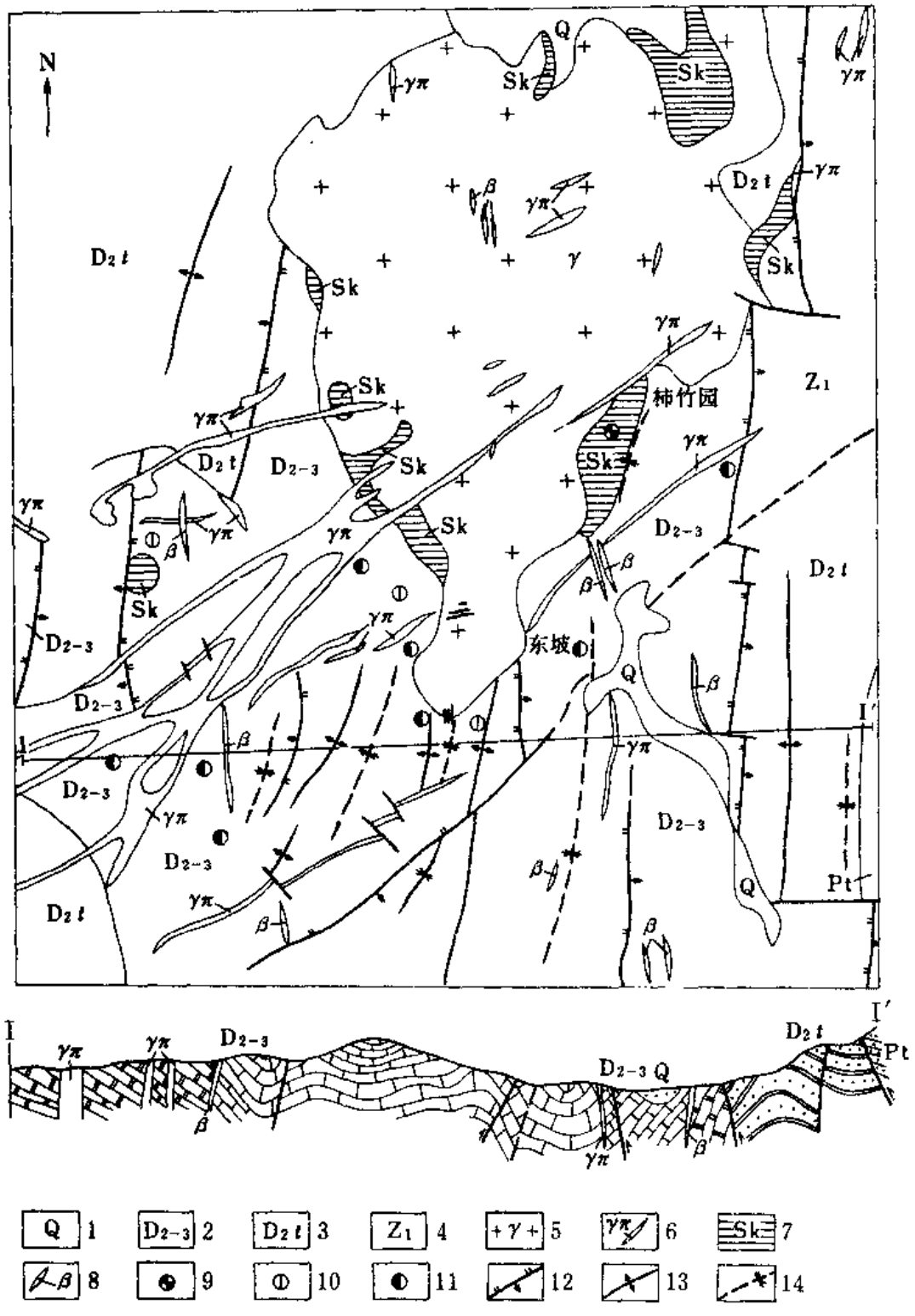


图 1-3-3　东坡矿田地质简图（据湘南地质队资料改编）

1-第四系冲积层；2-中上泥盆统碳酸盐岩；3-中泥盆统碎屑岩；4-震旦系变质砂岩；5-花岗岩；6-花岗斑岩；7-矽卡岩；8-基性岩脉；9-钨、锡、铅、铋矿床；10-钨锡矿床；11-铅锌矿床；12-逆断层；13-背斜轴；14-向斜轴

矽卡岩是一种富钙的岩石，矽卡岩中 CaO 的百分含量比花岗岩要高几十倍。如柿竹园的矽卡岩，其 CaO 的含量高于其它任何组分，其中包括 SiO_2（表 1-3-1），比花岗岩 CaO 含量高 50 多倍。要形成柿竹园这么大规模的矽卡岩，必定存在富含钙质的热液。这种热液的形成用存在于碳酸盐地层中的地下水受岩浆作用的结果来解释是较易理解和符合实际的。矿石中大量碳酸盐矿物的存在，同样说明，矿液是富含钙质的。到目前为止，还没有人提出贫钙的岩浆通过结晶演化而产生出富钙热液的理论或假说，因此，我们认为，这种富碳酸钙或富钙的热液是由低温溶液加热所致，当其受热钙呈碳酸钙等形式不断沉淀。所以，热液水主要应来自围岩。

（三）成矿热液的热量来源

我们所研究的矿床都是在地质历史上早已形成的。故现在无法直接查明当时热液的热量来源，但这些矿床都是热事件的产物，地质历史上的主要热体是清楚的，只要我们把热液矿床与热体的关系搞清楚，则热量来源就可解决。

1.矿化温度与岩体的关系

本区的热液矿床都与花岗岩类岩体伴生，热液矿物的形成温度与花岗岩体是否存在制约关系，这是判断岩浆是否为热液提供热量的一个重要依据。刘月星、吴开华（1982）对黄沙坪矿床的萤石作了均一温度的测定，根据均一温度圈定了温度等值线图。结果是很清

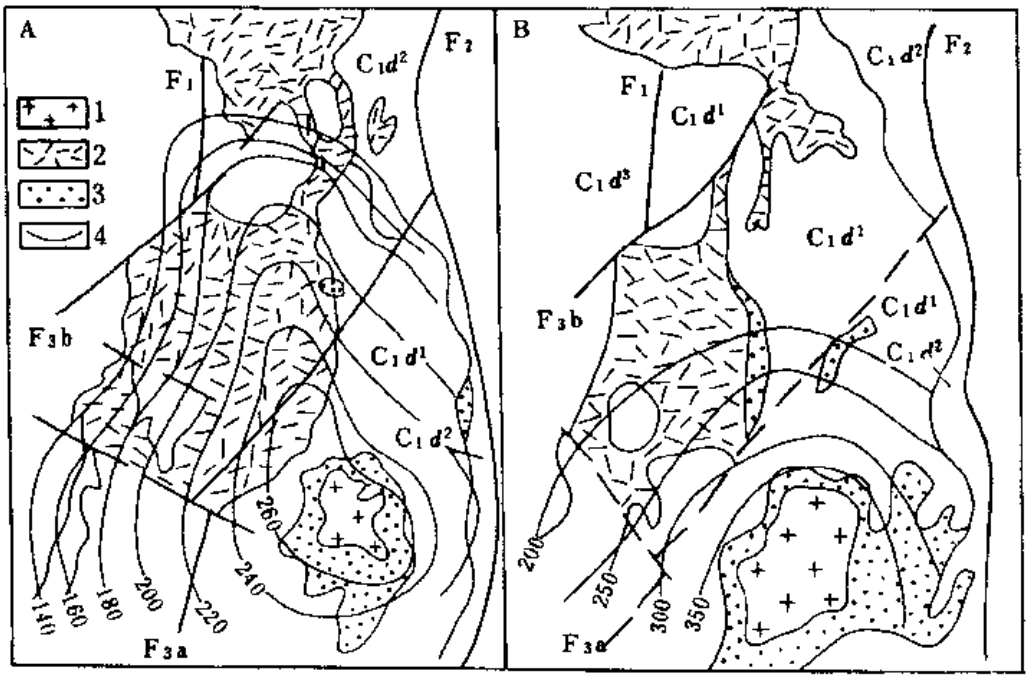


图 1-3-4　黄沙坪矿区萤石的气液包体均一温度等值线图（据南岭矿床专题组）

A-273 中段；B-200 中段；1-花岗斑岩；2-石英斑岩；3-矽卡岩；4-温度等值线

楚的，三个中段的均一温度等值线都是以花岗斑岩为中心，呈环状分布，中心温度高，向外逐渐降低（图 1-3-4）。而且中心的温度与深度和岩体的大小有关，在浅部 273 中段最高等温线为 260℃，在较深部的 200 中段最高等温线为 350℃，在 273 中段岩体较小直径约 100m，故中心温度低，而在 200 中段岩体较大，直径约 200m。由此可见，热液矿物的均一温度等温线受花岗斑岩体控制，热液与花岗斑岩间具有明显的热量关系，热液的热量主要是由岩浆提供的。

2.矿化分布与岩体的关系

本区热液矿化的带状分布特征很明显，以花岗岩体为中心，不同矿种和类型的矿床呈带状分布，或同一矿床中不同矿种和类型矿体呈带状分布。如在东坡矿田中花岗岩体的顶部和边缘发育云英岩型钨矿床，接触带上有矽卡岩型钨锡钼铋矿床，向外有斑岩型锡铜矿床，最外为层状黄铁矿多金属矿床和脉状铅锌矿床等。东坡矿田中柿竹园矿床的矿化具明显垂向分带，由下向上，依次为云英岩型钨矿带，矽卡岩型钨锡钼矿带，大理岩型锡矿带（图 1-3-5）。本区黄沙坪、瑶岗仙和香花岭等矿床均具带状分布的矿化特征。总的趋势是从接触带向外，成矿温度逐渐降低，由浅部往深部成矿温度升高。如接触带上矽卡岩形成温度范围大多为 400-500℃，其中的脉状矿化温度为 250-410℃，外围的铅锌矿化温度一般低于 300℃。由此可见，矿化分带实际上是矿化温度分带，其明显受岩体控制，成矿温度与岩体引起的温度梯度大体相应。以上表明，成矿温度受岩体控制，或成矿热液的热量是由岩浆（岩）供给的。

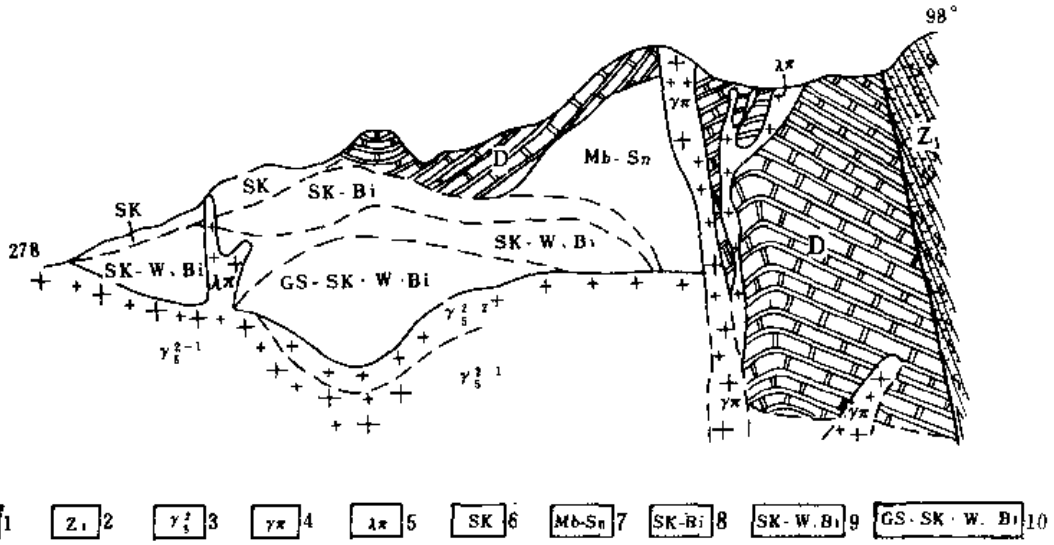


图 1-3-5　柿竹园矿床矿化垂向分带剖面图（据湘南地质队资料改编）

1-泥盆系碳酸盐岩；2-下震旦系变质碎屑岩；3-燕山期花岗岩；4-花岗斑岩；5-石英斑岩；6-矽卡岩；7-大理岩化锡矿带；8-矽卡岩铋矿带；9-矽卡岩钨、铋矿带；10-网脉状云英岩穿插的矽卡岩钨、铋矿带

3.矿床类型和规模与岩体的关系

区内热液矿床主要与中小型花岗岩体有关，且矿床的规模和类型等与岩体的规模和形

态有密切的关系。

热液矿床或矿体围绕岩体分布，它们离接触带的距离与岩体的大小有关，黄沙坪矿床中矿体离岩体的距离一般不超过 200m，瑶岗仙矿床中约 1km，东坡矿田可达 3km。这些矿床中岩体的出露面积，黄沙坪为 0.1km^2，瑶岗仙为 1.0km^2，东坡为 10km^2。由此可见，岩体周围的热液矿床或矿体主要分布在岩体附近，一般离接触带的水平距离不超过岩体的直径。

在小岩体周围形成的矿床矿化范围较小，矿化相对简单，而在较大岩体周围矿化范围大，矿床数量和类型多，形成许多矿床，构成一定矿化系列的矿田。前者如宝山、黄沙坪，后者如东坡、香花岭和瑶岗仙等。

岩体达到一定规模，如 0.1km^2（近于等轴体），可能出现矽卡岩，岩体规模过小，不伴生矽卡岩。岩体规模较大，接触带上矽卡岩发育。相近规模的岩体，近于等轴状的可能伴生矽卡岩，而脉状岩体不伴生矽卡岩。前者如黄沙坪岩体，后者如东坡的花岗斑岩脉。筒状或墙状岩体,浅部无矽卡岩,深部可能出现矽卡岩。以上事实表明，矽卡岩形成与岩体的规模和形态有关，实际上与岩体热量有关。具有足够热量的岩体可形成矽卡岩，而热量不多的岩体不伴生矽卡岩，因此，规模相对较大岩体常伴有矽卡岩型热液矿床，岩脉通常不伴生热液矿床，只有少数较大岩脉伴生脉型矿床。

4.矿石矿物特征与岩体的关系

矿石矿物的某些特征反映出矿物的形成温度，如方铅矿中银的含量、闪锌矿中镉和铟的含量、黄铁矿中镍的含量，以及这些硫化物 $\delta^{34}S$ 的变化等。在黄沙坪矿床中硫化物的某些微量元素含量和 $\delta^{34}S$ 的等值线图具有相似的特点，均呈环带状围绕花岗斑岩体分布，方铅矿中的银、闪锌矿中的镉、黄铁矿中的镍和银的含量均是从岩体向外逐渐增高，而闪锌矿中铜的含量从岩体向外逐渐减少。方铅矿、闪锌矿、黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值由岩体向外逐渐降低，这些不同类型的等值线图与温度等值线图一样，以花岗斑岩为中心呈环状分布，进一步表明矿物的形成温度与花岗斑岩体有关，闪锌矿—方铅矿镉温度计温度等值线图证实了这一点。虽然萤石均一温度和闪锌矿—方铅矿镉温度计温度等值线的绝对值有一定差异，但它们的等值线形态很相似，都呈环带状，围绕花岗斑岩体分布，而且都是近岩体部分温度最高，向外逐渐降低。

5.控矿构造及其与岩体的关系

本区大部分矿石呈不同的脉状体产出，表明矿质富集于张性断裂和裂隙中，如前所说，这些控矿构造主要集中在离岩体较近的范围内，并且，常常显示出岩体冷却引起的收缩特征。如柿竹园矿床中叠加在矽卡岩之上的含钨云英岩脉，按产状大致可分东西向、南北向、北东向和北西向四组，实际上它们呈走向各异的网状脉，而且近岩体脉幅宽（数十厘米）含脉率高（30—40%），随远离岩体脉的宽度变小，含脉率降低，离岩体水平距离 500m 处脉体完全消失。这种脉体不仅在水平方向上延伸不大，而且在垂直方向上延伸也很有限，向深部至岩体即消失，向上至大理岩逐渐变为微细脉群。它们的发育程度和形态明显受离岩体的距离控制，是一种很典型的冷却收缩裂隙。但它们又较特殊，不同于一般的放射状和环状断裂和裂隙，而呈网脉状。

众所周知，物质受热膨胀，冷却收缩。岩石也是这样。但实验资料（Ю.А.Долгов，1979）表明，岩石受热膨胀的体积大于冷却收缩的体积。因为岩石是由不同形状和粒度的

矿物构成，在受热膨胀时产生一定的空隙，在冷却后有相当一部分的孔隙保留下来。故岩石经受加热和冷却周期后，体积增大，即孔隙度增大。岩石受热到 400℃以上体积增大比较显著，当开始冷却后，体积就收缩。因此，冷却收缩裂隙在 400℃以上高温条件下已经出现，甚至形成了其主要部分。进入这种高温区收缩裂隙中的溶液温度受围岩控制，而不是相反。这就是说，这种冷却收缩裂隙中的成矿溶液的热量来自岩浆，或部分来自被岩浆加热的围岩。

四、赣南地区

本区属华南准地台赣南加里东隆起，西部和南部与湘桂粤海西—印支坳陷紧邻,即处于隆起和坳陷的过渡部位。

区内出露地层自老至新有震旦系、寒武系、奥陶系、泥盆系、石炭系、白垩系和第四系。

震旦系在本区北部广泛出露，在南部只零星出露。下部以青灰—灰绿色千枚状砂板岩为主，中上部以长石石英砂岩为主，夹千枚状板岩和硅质岩。寒武系在南部广泛分布，下部以硅质岩及硅质板岩为主，中上部以长石石英砂岩为主，夹板岩。泥盆系零星发育，主要为砂岩和碳酸盐岩。石炭系偶见，以碳酸盐岩为主。白垩系分布较广泛，产于北东向延伸的红色盆地中，以砂岩和砾岩为主。

本区经历了多次构造运动，加里东运动形成东西向褶皱及与其相应的断裂。印支运动形成以南北向为主的褶皱。燕山运动以北东和北北东向断裂发育为特征，形成一系列断陷盆地和断裂带，褶皱较弱。

本区岩浆活动也是多期次的，与构造运动密切相关。但不同的构造运动伴随不同的岩浆作用。加里东运动使地槽回返，形成主要造山旋回的岩浆岩（花岗岩），印支运动是地台褶皱造山，在本区未发生岩浆作用。燕山期是地台活化，发生断块活动，伴随强烈的岩浆侵入，形成较多酸性岩体。

本区矿产以钨、锡为主，伴生有钼、铍、铋、铅、锌、铌、钽和稀土等。西华山等石英脉型钨矿床著名于世，为高中温热液矿床。近年来对钨等金属的来源有不同的认识。我们自 1980 年起，对钨矿的物质来源和成矿条件作了一些研究，并结合已有资料，对成矿热液的水源和热源进行分析和讨论。

（一）成矿物质来源

赣南地区钨矿床主要集中于寒武系或紧邻寒武系产出。这显示出钨矿化与寒武系有密切的关系。为查明寒武系是否为成矿提供钨，我们对漂塘和西华山钨矿附近的寒武系取了剖面样。剖面垂直钨矿脉群的走向。分析结果表示于图 1-4-1，由图可见：寒武系岩石的钨含量变化范围很大，1-280ppm；岩石钨含量的高低与离钨矿脉的距离有关，在离钨矿脉 400m 内岩石平均钨含量为 85ppm，离钨矿脉 400m 以外岩石的平均钨含量为 1.8ppm，两者的差异极大。它们与区域背景的钨含量（6.7ppm）也有不同，近矿部分明显升高，离矿中等距离岩石的钨含量又明显低于远离矿体的岩石。

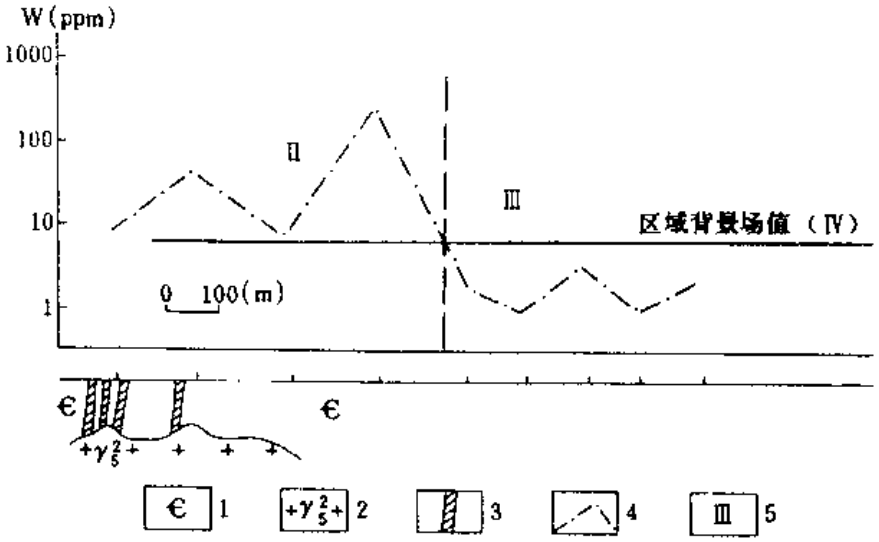


图 1-4-1 漂塘钨矿围岩的钨含量变化图

1-寒武系；2-花岗岩；3-石英-钨矿脉；4-钨含量曲线；5-钨的地化场号（Ⅱ-增高场，Ⅲ-降低场）

为进一步查明本区寒武系钨含量变化，我们又布置了六条剖面，用高精度分析方法测定了岩石的 W、Sn、Mo、Bi 含量，按含量高低进行分组，并用不同符号标在取样地质图上。这样就可获得这些元素含量分布图（图 1-4-2）。该图表明，寒武系岩石钨、锡等元素含量呈环带状围绕花岗岩体或钨锡矿床分布。离岩体很远地区（一般大于 4km）岩石钨、锡的平均含量属中等，分别为 6.7 和 4.7ppm，离岩体中等距离岩石的钨、锡含量最低，平均值分别为 2.2 和 2.7ppm，靠近岩体或矿体岩石的钨、锡含量较高，均为几十个 ppm。从表 1-4-1 可以看出，不同岩石带具有各自特征的钨含量，中值带（正常场）岩石钨含量集中于 2-10ppm 范围内，低值带（降低场）岩石钨含量均小于 4ppm，偏高值带（增高场）岩石钨含量范围极大，从最低值至较高值，且不同含量级别均有。中值带远离岩体，代表不受岩浆和热液作用影响的寒武系岩石的原始钨含量。偏高值带紧邻岩体或矿体，岩石有一定程度蚀变，其含量偏高与蚀变有关。低值带中岩石虽没有明显蚀变，但其紧邻偏高值带，且钨含量明显低于不受岩浆和热液作用影响的岩石。因此，岩石钨含量极低也是与热液作用有关。合乎逻辑的结论是，在岩浆侵入前，本区寒武系岩石的钨含量较稳定，范围约为 2-10ppm，平均值约为 6ppm。由于岩浆侵入及其引起的热液活动，使岩体周围岩石中的钨受到活化和再分配，活化区的范围较大，离岩体距离可达 5km，活化区中岩石的钨含量明显下降，最典型的是低值带，偏高值带的小部分样品也具低值特征。这些活化的钨主要沉淀和富集于岩体中或岩体附近的石英脉中，形成矿体，还有一部分分散于矿脉附近的蚀变岩石中，构成热液矿床原生晕。从上可知，本区存在钨的地球化学场系，以岩体或矿体为中心向外，依次为矿化场—正晕场—降低场—正常场。本区钨的地球化学场的空间排列位置和含量范围及平均值与湖南柿竹园矿床极为相似。

本区寒武系岩石锡含量的变化与钨相似，也存在四种地球化学场。各场的锡含量分布有明显差异。（表 1-4-1）此外，钼和铋也有类似的地球化学场显示。表 1-4-2 表明，降低场岩石中成矿元素的含量约少了一半。钨的正常场平均值为 6.7ppm，降低场平均值为 2.2ppm，两者之差为 4.5ppm。即降低场的钨含量只为正常场的 1／3，其余 2／3 都被活

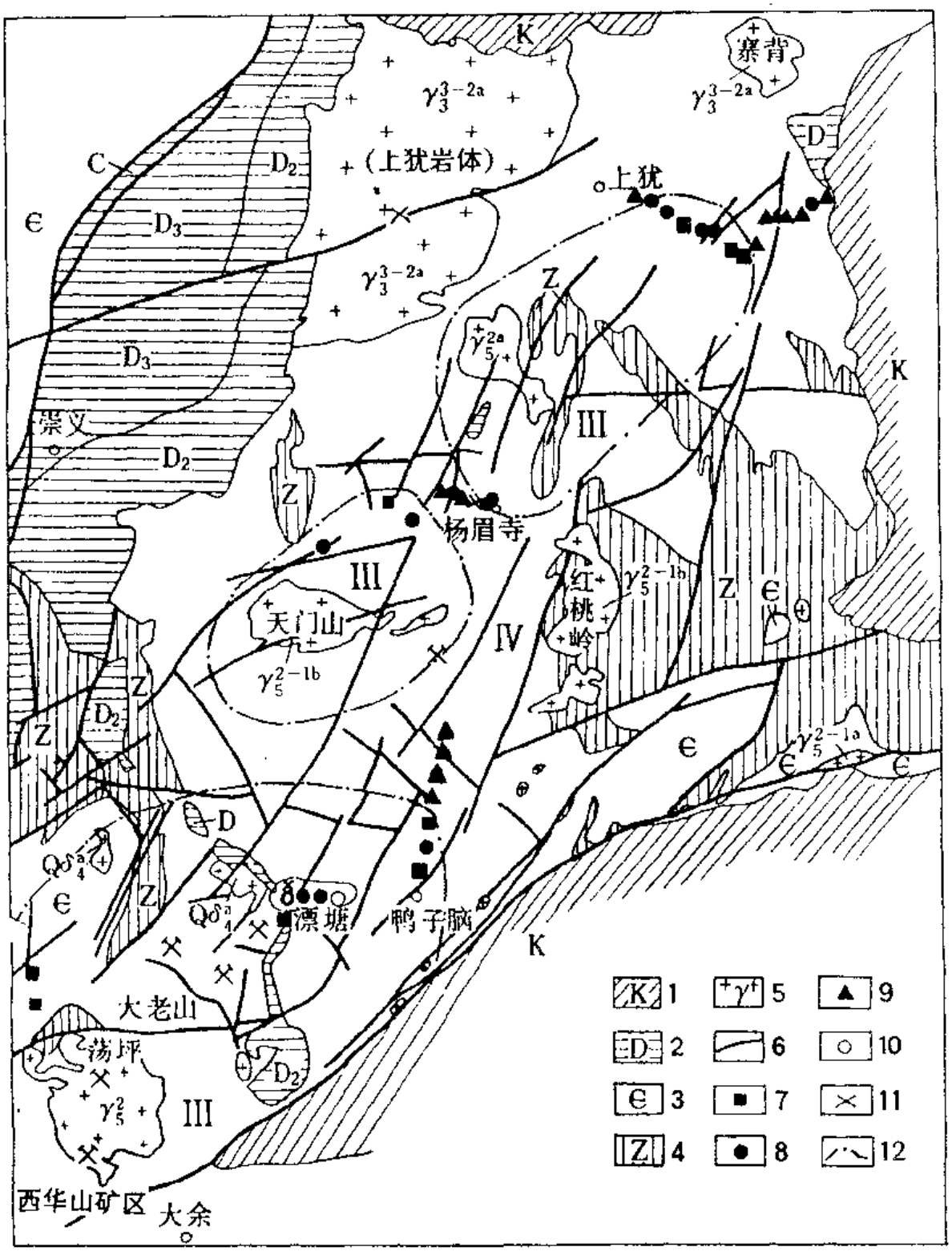


图 1-4-2　赣南大余-上犹地区寒武系变质砂岩中钨含量图

1-白垩纪红色砂砾岩；2-泥盆纪砂页岩；3-寒武纪砂页岩；4-震旦纪浅变质岩；5-花岗岩；6-断层；7-11 钨含量分级（单位 ppm）：7-<2；8-2～4；9-4.1～10；10-10.1～20；11>20；12-钨的地化场分界线

化转移了。锡正常场平均值为 4.7ppm，降低场为 2.7ppm，减少了 2ppm。降低场的范围是很大的，在一个侵入体或一组矿床外围直径可达 4km，粗略估算，本区降低场中释放的金属量是相当可观的，钨达 400 万吨，锡达 160 万吨（表 1-4-3），均超过目前已探明的矿床储量。表明本区寒武系不仅含钨等成矿元素较高，而且，它们在热液活动过程中易于活化，是钨锡热液矿床成矿物质的主要来源。

表 1-4-1　江西大余—上犹地区寒武系岩石钨、锡含量频数（个）统计表

W（ppm）	增高场	降低场	正常场	Sn（ppm）	增高场	降低场	正常场
1—1.9	3	8	0	<2	0	6	2
2—3.9	2	18	2	2—4	1	6	12
4—6	2	0	8	4.1—6	1	4	7
7—10	2	0	5	6.1—10	4	0	2
11—20	3	0	0	11—20	6	0	0
>20	2	0	1	>20	10	0	0

表 1-4-2　江西大余—上犹地区成矿元素地球化学场特征

元素	场名	样品数	含量范围(ppm)	平均含量(ppm)
W	正常场	16	3.2—22	6.7
	降低场	26	1—3.8	2.2
	增高场	19	1—280	41.1
Sn	正常场	23	0.8—9.4	4.7
	降低场	16	0—5	2.7
	增高场	22	4—52	24
Mo	正常场	28	0.5—10.5	1.2
	降低场	28	0.3—1.35	0.4
	增高场	6	0.3—5.3	2.0
Bi	正常场	16	0.3—2.0	0.90
	降低场	32	0.3—2.0	0.45

表 1-4-3　江西大余—上犹地区成矿元素降低场析出金属量计算

矿种	ΔX（ppm）	D（t/m³）	S（km²）	H（km）	Q（kt）	注释
W	4.5 (2.66)	2.6	380	1	4446 (2628)	括号中的数字表示采用南岭项目地化专题组求得的正常场值计算的结果
Sn	2 (1.53)	2.6	310	1	1612 (1233)	
Mo	0.73 (0.65)	2.6	190	1	360.62 (321.1)	
Bi	0.45	2.6	460	1	538.2	

(二) 成矿热液水的来源

1.成矿热液的氧、氢同位素特征

穆治国、张理刚和丁悌平等对本区与钨矿有关的花岗岩、矿石矿物作了稳定同位素研究，分别提供了很多资料。我们也作了一些补充研究,根据这些资料对热液水的来源进行分析探讨。

漂塘和西华山钨矿床成矿热液的 $\delta^{18}O$ 都是从早到晚明显降低，由早期的 6.9‰至晚期的−4.4‰（表 1−4−4），差值大于 10‰。成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值具有雨水的特征，特别是晚期阶段。

表 1−4−4 漂塘等钨矿床各阶段成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值

矿床	成矿期	矿物组合	围岩	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)	样品数
漂塘	早	锡石、辉钼矿、黑钨矿、石英	浅变质砂页岩	6.9	9
	中	锡石、黑钨矿、石英		3.7	8
	晚	硫化物、萤石、石英		−3.7	5
西华山	早	锡石、黑钨矿、石英	花岗岩	6.2	11
	中	辉钼矿、黑钨矿、石英		6.9	3
	晚	硫化物、碳酸盐、石英		−4.4	4

根据张理刚等资料编

将漂塘和西华山地区岩浆水，热液和地表水的氢、氧同位素测定和计算结果投于 $\delta D-\delta^{18}O$ 图（图 1−4−3）上，三种水有各自的分布区，它们大体构成一个直线带。这表

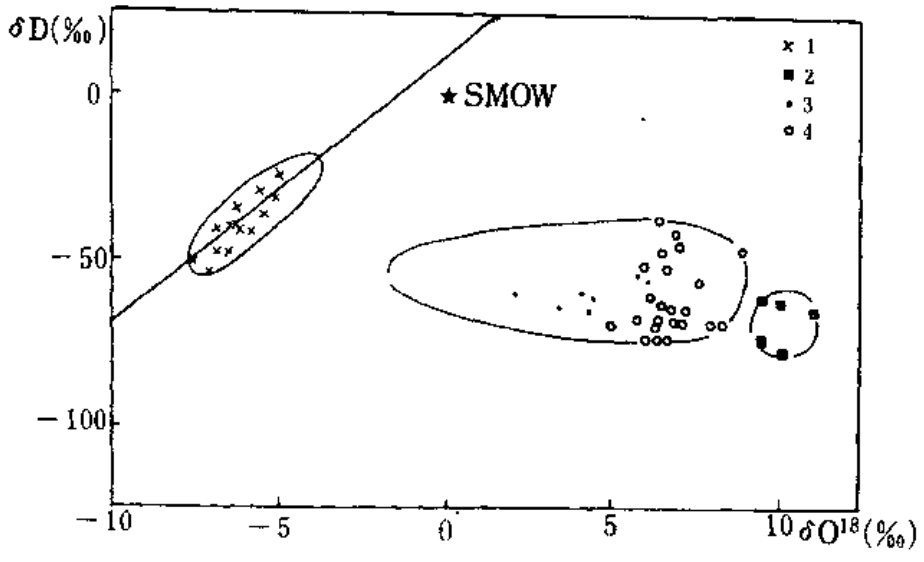


图 1−4−3 漂塘钨矿床各种水的 $\delta D-\delta^{18}O$ 图

1−现今地下水；

2−岩浆水（按穆治国等）；

3−成矿流体（按张理刚等）；

4−成矿流体（按穆治国）

明，热液的氧、氢同位素组成既不同于岩浆水和地表水，又与它们有一定的关系。热液的形成有三种可能：由岩浆演化而成；由雨水演化而成；由岩浆水和雨水混合而成。

若热液是由岩浆水演化而成，则与热液再平衡的花岗岩的 $\delta^{18}O$ 要高于与岩浆水平衡的花岗岩，因为，这种平衡是在水—岩封闭体系中进行的。在岩浆结晶的高温条件下，与岩浆处于平衡状态的水的 $\delta^{18}O$ 较高。当温度较低时，热液的 $\delta^{18}O$ 比岩浆水低，而体系内氧同位素的组成不变，因此，与热液再平衡的岩浆岩的 $\delta^{18}O$ 会升高，但实际资料却相反。西华山花岗岩体的石英和长石 $\delta^{18}O$ 值差异大，石英的平均值约 12‰，斜长石为 7.7‰，钾长石为 6.7‰（表 1-4-5），它们不是岩浆结晶时的平衡分馏值，而是在较低温度条件下，热液与岩石，特别是与长石进行氧同位素交换的结果。西华山花岗岩的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7202，属 S 型花岗岩。其 $\delta^{18}O$ 大于 10‰，石英的 $\delta^{18}O$ 平均值为 12‰，证实全岩的 $\delta^{18}O$ 大于 10‰。在南岭项目研究中，对西华山花岗岩进行了熔融实验，其初熔温度为 720–780℃，压力为 1–1.6kb（1kb = 10^8Pa）。假设石英的 $\delta^{18}O$ 值代表结晶时的值，那末与石英平衡的钾长石的 $\delta^{18}O$ 应为 9.5–10.0‰，事实上却只有 6.7‰。长石占花岗岩矿物的一半以上，由于长石的 $\delta^{18}O$ 显著降低，故全岩的 $\delta^{18}O$ 也相应降低，为 8.88‰。长石 $\delta^{18}O$ 值的明显变小，证明与长石平衡的热液是贫 ^{18}O 的，即 $\delta^{18}O$ 值是很低的，远低于岩浆水的值（5–9‰）。

表 1-4-5　西华山花岗岩中矿物 $\delta^{18}O$ 值

样号	$\delta^{18}O$ (‰) (SMOW)				
	石英	斜长石	钾长石	云母	全岩
18	11.8	7.3			8.9
25	11.8		7.3		9.1
33	12.2		6.7		8.6
34	12.3		6.6		7.7
44	12.0		6.1		8.0
45	13.2		6.3		
65	11.5	7.8		7.7	10.7
1	12.0	9.7		6.5	10.3
2	11.5		6.2		8.1
3	11.9		8.8		
4	12.0		5.8		
5	11.7	7.0			8.8
6	11.3	6.8			8.6
平均	12.0	7.7	6.7		8.9

热液由岩浆水和雨水混合而成的解释是较流行的。通常三者在 δD–$\delta^{18}O$ 图上构成一条直线，根据热液离岩浆水和雨水的距离能计算出形成热液的岩浆水和雨水的比例。

我们认为，热液通常不是由岩浆水和雨水直接混合而成，而主要是由岩浆水和各种地热水混合而成，在成矿晚期可能由雨水直接转化为热液。

若热液主要是由岩浆水和受热雨水变成的地热水混合而成，则岩浆水和雨水的比例与两者直接混合有明显不同。据克雷格等（1963）资料，雨水变为近中性的地热水或地下蒸气，δD 值均不变，而 $\delta^{18}O$ 值可增大 1–14‰（图 1-4-4），平均为 5‰。雨水变为酸性地热水时，δD 和 $\delta^{18}O$ 值均有增长，但 δD 值变化小，$\delta^{18}O$ 增大 13–18‰，平均为 15‰。甚至由表水变为地下水，$\delta^{18}O$ 值也会增大 3‰。以漂塘和西华山钨矿床为例，若热液为岩浆水和雨水直接混合，按穆治国等数据，岩浆水占

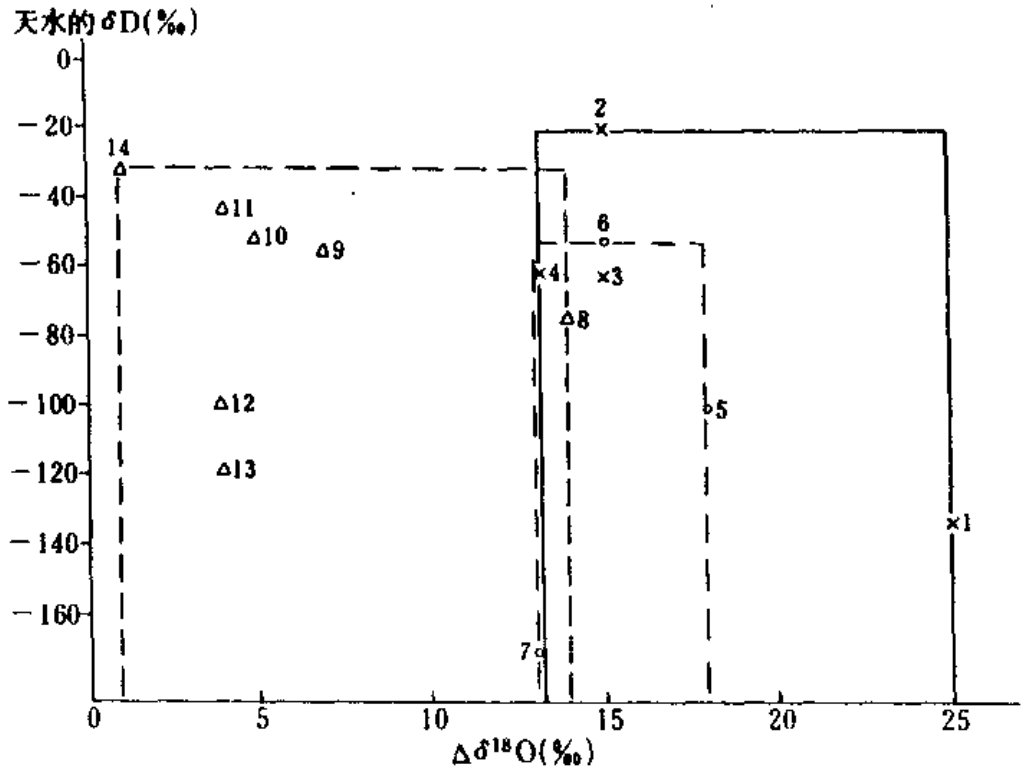


图 I−4−4　由天水演化而成的卤水、地热水的 $\delta^{18}O$ 增值（$\triangle\delta^{18}O=\delta^{18}O_{卤水或地热水}-\delta^{18}O_{天水}$）范围

×−油田卤水（H.P.泰勒，1974）；o−酸性地热水；△−近中性地热水（G.克雷格，1963）；1−阿尔拜塔；2−海湾沿岸；3−加里福尼亚；4−伊里诺斯；5−拉森公园；6−盖塞斯；7−黄石公园；8−索尔顿海；9−赫克拉；10−赤塞斯；11−拉得列洛；12−拉森公园；13−汽艇泉；14−维腊凯

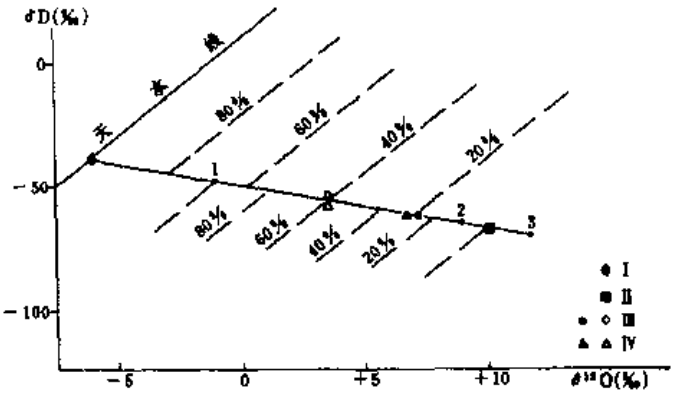


图 I−4−5　漂塘−西华山矿区成矿热液中岩浆水和天水比例估算图

I−3 为根据克雷格等资料类比所得的矿区近中性地热水（1）酸性地热水（2）和卤水（3）的 δO^{18} 值．上部为天水的最低百分含量，下部为由天水演化而成的近中性地热水的最低百分含量．Ⅰ−天水；Ⅱ−岩浆水；Ⅲ−西华山成矿热液；Ⅳ−漂塘成矿热液（实心者为穆治国等资料，空心者为张理刚等资料）

80%，按张理刚资料，岩浆水占 60%，如以由雨水按克雷格等资料类比所得的近中性地

热水与岩浆水相混，则按穆治国等数据，岩浆水占 70%，按张理刚资料，岩浆水仅占 40%，而地热水占 60%（图 1-4-5），即以地热水为主。若热液由雨水转化而成的酸性地热水变成，则其 $\delta^{18}O$ 最高可达 9‰，大于穆治国和张理刚所得热液的 $\delta^{18}O$ 值。即无需岩浆水混合，直接可由酸性地热水转化而成。根据热液矿床矿物包裹体分析结果，热液均含酸性组分，如 H_2S、HCl、CO_2 等，早期云英岩化蚀变等是在酸性介质中进行的。因此，早期热液是酸性的。热液由酸性地下水变来的可能性较大。综上所述，我们认为，成矿热液由早到晚的整个形成过程中均有地下水参与，而且雨水始终是主要的，只是早期以地热水为主，晚期有较多的雨水直接参与，故雨水特征明显。岩浆水在热液中占小部分，只起很小的作用。

2.矿石矿物流体包裹体的成分

赣南钨矿床中含钨石英脉矿物包裹体的气、液成分分析结果表明，形成钨矿的热液并不都是富含钾、钠，而是相当或非常富含钙的。钙离子的重量从接近钾、钠离子至比它们高 7–10 倍。钙离子在阳离子中所占的百分数也是很高的，西华山钨矿为 57%，黄沙钨矿为 74%。大吉山钨矿为 19%（表 1-4-6），平均为 50%。即成矿热液中钙离子占了阳离子数的一半，或钙离子等于钾、钠、镁离子数之和。钙、镁离子数大于钾、钠离子数之和。所以，它们都富含钙和镁。

表 1-4-6　赣南钨矿床矿物包裹体液相成分

矿床	样品数	单位	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
西华山	8	微克／10 克	0.357	0.459	1.980	0.222	2.206	2.023		
		微克·当量	0.009	0.020	0.050	0.009				
		当量%	10	23	57	10				
黄沙	6	微克／10 克	1.08	0.70	7.02	0.05	6.40	3.97		
		微克·当量	0.028	0.030	0.176	0.002				
		当量%	12	13	74	1				
大吉山	6	微克／10 克	3.00	3.76	2.40	0.55	0.87	12.14	6.31	0.53
		微克·当量	0.08	0.16	0.06	0.02				
		当量%	25	50	19	6				

根据矿床所和宜昌所分析的南岭矿床专题组资料编制

矿物包裹体中水和二氧化碳分析结果表明，这些矿床的热液是富含 CO_2 的，其重量约占水的 1–2%。

综上可知，成矿热液是富含碳酸钙的，而碳酸钙的溶解度随温度升高而急剧降低，当温度为 300℃时，碳酸钙的溶解度仅约为 0.01 g／kg 。因此，可以得出这样的结论，由高热流体降温而成的热液含碳酸钙是极微的。富含碳酸钙的热液很难设想是由它们冷却生成的，应是由常温或甚低温溶液受热而成的。

（三）成矿热液的热量来源

赣南钨矿床的分布与燕山期花岗岩类侵入体有极其密切的关系，几乎所有的含钨石英脉型矿床均产于接触带上。多数矿床矿脉的主要部分产于外接触带，少数矿床的矿脉集中

于花岗岩体内，矿脉一般限于离接触面 1km 的范围内（图 1-4-6）。通常矿脉均成群产出，在平面上呈平行脉组，在剖面上，以扇形脉组为主，随离岩体距离的增大，脉群不同程度地撒开（图 1-4-7）。也有一部分矿床脉群在剖面上也呈平行分布。不论是扇形脉群、还是平行的脉群，它们都是近于垂直接触面的脉体，代表岩体附近被矿脉充填的一种放射状断裂，属岩体冷却收缩裂隙。个别矿床中出现二组近于垂直的矿脉，其中一组与岩体界面近于垂直，另一组近于平行，前者代表岩体的放射状裂隙，后者为环状裂隙。由上可知，热液钨矿脉是在岩体冷却过程中填充裂隙形成的。所以，岩浆或高热岩体是热液的热源。

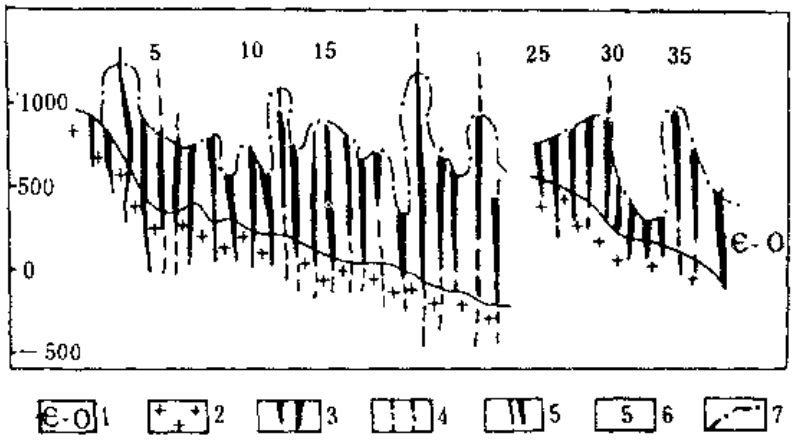
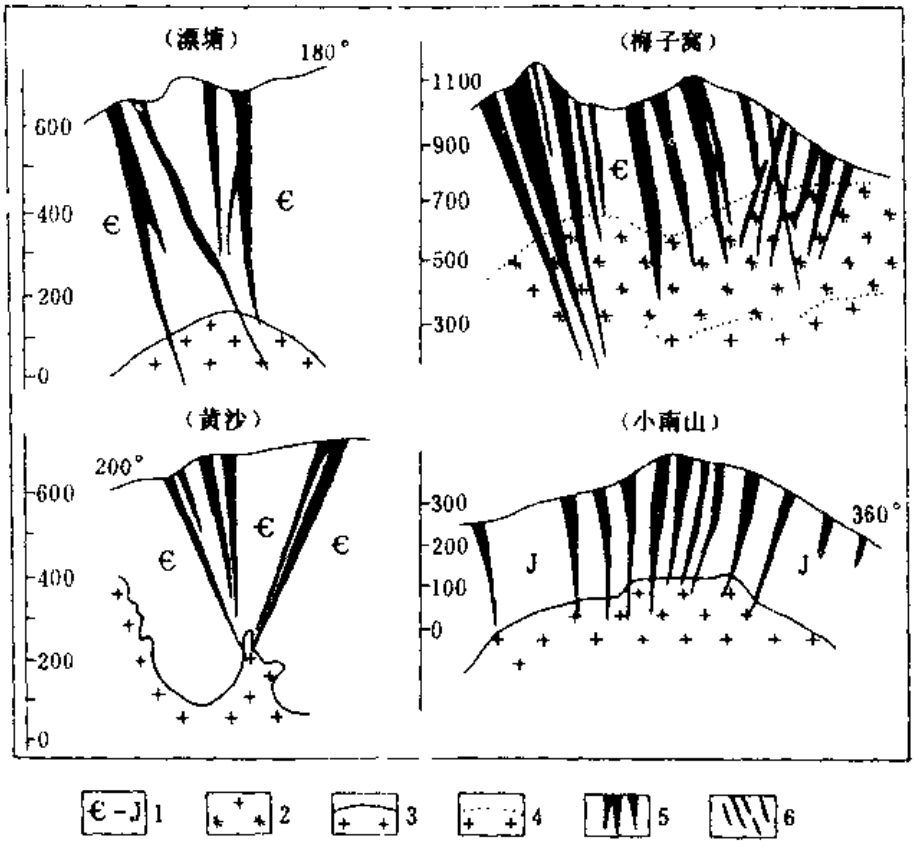


图 1-4-6　36 个矿床深度与隐伏岩体关系图

1—浅变质岩；2—燕山期花岗岩；3—富矿体（工业矿体）；4—推测矿体；5—矿化带（脉）；6—矿区代号；7—地形标高界线



1—浅变质岩系；2—花岗闪长岩；3—花岗岩，4—推测花岗岩；5—矿带及大脉；6—推测细脉带矿体

图 1-4-7　同心扇状排列的细脉带（据朱焱龄等，1981）

五、其它地区

为了查明成矿热液的来源，我们除对德兴斑岩铜矿、九瑞地区的矽卡岩、斑岩和层状含铜黄铁矿的复合铜矿、湘南的矽卡岩型、斑岩型和脉型钨、锡、铅锌矿以及赣南石英脉型钨矿进行研究外，还对宁芜玢岩铁矿、闽南粤东矽卡岩铁矿、长江中下游矽卡岩铁铜矿、邯郸矽卡岩型铁矿、多宝山斑岩铜矿、驼背山锑矿、黔东和湘南的汞矿和铅锌矿等进行了考察和对比研究。此外，近年来很多地质工作者对成矿热液的来源做了许多研究。取得了大量数据，得出了很多新的认识，推动了成矿理论的发展，促进了矿产寻找和预测工作。

(一) 成矿物质来源

1.黑龙江多宝山斑岩铜矿床

黑龙江省地质四队与有关单位协作做了大量化探工作，发现未蚀变的多宝山组安山岩及其凝灰岩等铜含量一般为 70—200ppm，平均为 135ppm，矿化处大于 1000ppm，但离开矿带只几十米处，铜含量突然降到 30—50ppm，再向外到弱青岩化带，铜含量一般约 70ppm（杜琦，1984）。我们与地质四队协作，采选了 104 个样，其中大部分挑选的抽检样的分析结果与原来的数据基本一致（图 1-5-1）。由图可见不论是多宝山组地层中，还是花岗闪长岩中的铜含量变化都与离斑岩铜矿体的距离有关。矿化中心最高，>3000ppm，矿体周围蚀变部分较高，约 270ppm，离矿体稍远的弱蚀变围岩含量很低，约 50ppm，离矿体较远的未蚀变围岩铜含量中等，但高于克拉克值，约为 130ppm（表 1-5-1）。这种围岩铜含量的变化明显与斑岩铜矿的成矿作用有关。在成矿前围岩铜含量

表 1-5-1　多宝山斑岩铜矿床各地球化学场铜量变化表

	增高场		降低场（负晕场）	正常场
	矿化场	正晕场		
$\bar{X}$ (ppm)	3623	268	49	128
样品数（个）	4	14	38	42
$\bar{X}_{异常场}-\bar{X}_{正常场}$	3495	140	−79	
面积（km^2）	0.3	3.6	12	
深度（km）	1	1	1.5	
岩石体重*	2.6	2.6	2.6	
总重量（吨）	0.78×10^9	9.36×10^9	46.8×10^9	
变化量（万吨）	+276	+131	−369	
	+38			

* 未实测，假定值

相对较均匀，相当于远离矿体的未蚀变的围岩中的铜含量。由于斑岩岩浆的侵入及其引起的热液活动，使较远离斑岩体围岩中的铜活化并向岩体方向运移和富集。这样在原来相对较均一的铜地球化学场的基础上，形成了铜异常场，中心的斑岩体部分铜含量增高，成为铜的增高场，而其外围铜含量降低，形成降低场或负晕场。因此，在斑岩铜矿床周围形成

了环状分布的不同铜地球化学场，由中心往外，依次为矿化场、正晕场、负晕场和正常场(季克俭等，1985)。根据异常范围及异常场铜含量和正常场的差值，可对增高场和降低场铜含量的变化进行估算，结果（表 1-5-1）表明降低场中岩石释放的铜量约 370 万吨，与增高场（矿体+原生晕）中增加的铜量 400 万吨基本一致。这种关系并非偶然，在相对封闭的体系中，成矿元素的富集和贫化是相伴发生的。成矿实验证明，本区的安山岩在 500 大气压和 200—300℃的氯化钠水溶液的作用下，经 12—24 小时，可淋出数十 ppm 铜(表 1-5-2)。表明，本区围岩受热后很容易为热液提供铜等成矿物质。

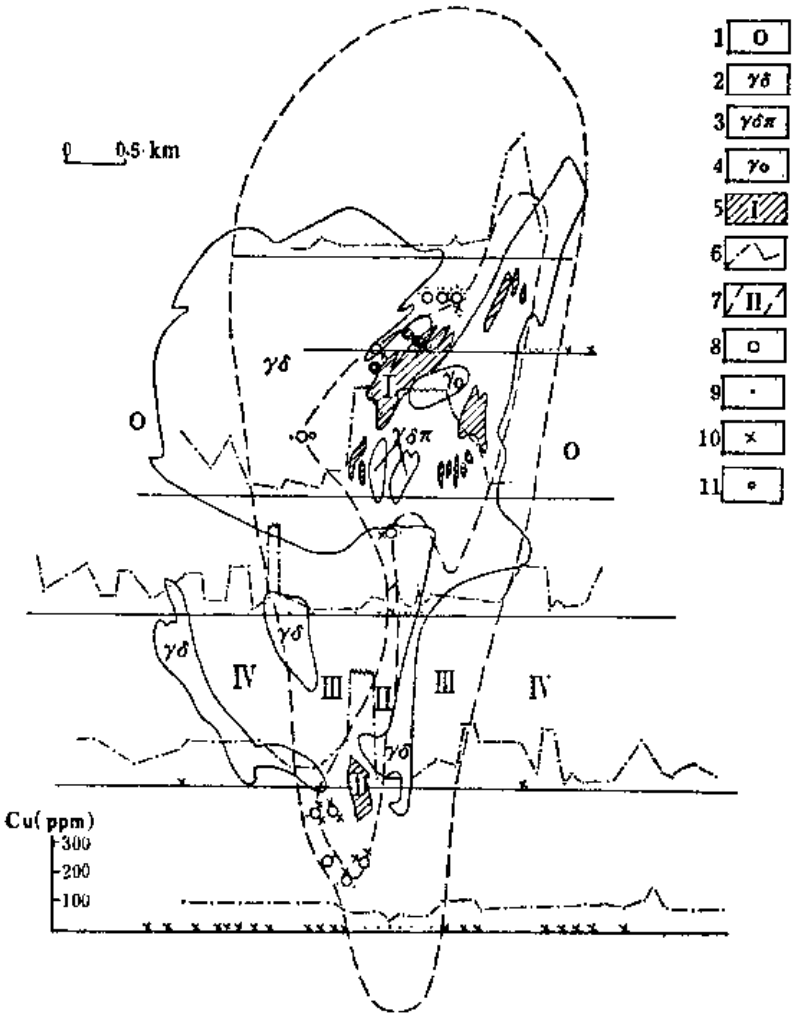


图 1-5-1 多宝山矿床铜地球化学场图

1—奥陶系；2—花岗闪长岩；3—花岗闪长斑岩；4—更长花岗岩；5—铜矿体；6—铜含量曲线（据黑龙江地质四 队资料）；7—铜的地化场界线及编号；8—钻孔；9～11—样品的铜含量（ppm）：9—＜100；10—100—500；11—＞500

表 1-5-2 多宝山铜矿床围岩中铜的淋滤实验结果

实验样品	介质	温度 (℃)	压力 (atm)	Cu (ppm)	
				原样	淋滤值
安山岩+赤铁矿	2m NaCl	300	500	133	27
安山岩+赤铁矿	3m NaCl	300	500	146	42
安山岩+赤铁矿	3m NaCl	250	500	146	31
中性凝灰岩	2m NaCl	300	500	180	19
中性凝灰岩	3m NaCl	250	500	180	20
中性凝灰岩	3m NaCl	200	500	180	8.5
安山岩	3m NaCl	200	500	180	9.0

引自《多宝山斑岩铜矿床》

2.江西武宁县驼背山锑矿床。

该矿床产于寒武纪以灰岩为主的地层中，锑矿赋存于构造破碎带中，矿体及其附近岩石有较弱热液蚀变，如退色化、硅化、碳酸盐化和黄铁矿化。我们与赣西北队的同志合作，对近矿的弱蚀变围岩和矿区外围未蚀变的岩石分别取样，并作了锑的分析。从对比分析结果看出，同一层位岩石，近矿弱蚀变者锑含量很低，0.8—2.9ppm，矿区外围未蚀变的锑含量较高，3.2—110ppm（表 1-5-3）。为什么近矿弱蚀变围岩的锑含量普遍比远矿未蚀变的岩石低？这种岩石锑含量的变化与蚀变有关，在蚀变过程中锑被带出，并集中于蚀变的中心部位——破碎带中。在蚀变过程中岩石锑含量的大部分被淋出。不同岩石蚀变后的锑含量比较接近。因此，岩石在蚀变过程中释放的锑含量与原始含量多少有关，原始含量愈高，释放的量愈大。原岩锑含量小于 7ppm，锑的释放量为 45—79%，原岩锑含量为 9—14ppm，释放量为 83—94%，由此可见，在热液蚀变过程中地层中释放的锑的数量是相当可观的。

表 1-5-3　江西武宁驼背山锑矿地层（组合样）锑含量

地层代号	岩性	Sb（ppm）		矿区Sb/外围Sb
		矿区	外围	
O_1Y	页岩	2	12	0.17
$\in_3X^4$	微层状泥质灰岩	1	9.6	0.10
$\in_3X^3$	含燧石结核的泥质灰岩	0.9	4.3	0.21
$\in_3X^3$	条带状和扁豆状灰岩	1.3	(110)*	(0.01)
$\in_3X^2$	微层状泥质灰岩	0.8	14	0.06
$\in_3X^2$	燧石结核	2.5	6.4	0.39
$\in_3X^1$	泥质条带灰岩	2.9	5.3	0.55
$\in_3h^4$	条带状灰岩		3.2	
$\in_3h^3$	含燧石结核泥质灰岩		4.3	
平均		1.63	7.39	

测试单位：地矿部岩矿测试技术研究所。*异常值不参加平均值的计算

3.闽西南和粤东矽卡岩铁矿床

闽西南和粤东是我国的重要矽卡岩铁矿区之一。其中部分铁矿床中铁矿体与含铁岩石的退色化相伴，即铁矿化与含铁岩石的去铁作用密切相关（表 1-5-4）。如马坑矿区辉绿岩经蚀变退色后，全铁含量减少约 5%，为铁矿的形成提供了物质。在大田汤泉铁矿区内花岗闪长岩在接触交代过程中铁质有大量的迁移，退色花岗闪长岩和新鲜花岗闪长岩之间全铁含量的差值为 3.34%。退色花岗闪长岩的厚度较大，说明它的体积是庞大的，因而所提供的铁质也是可观的（赵一鸣等，1980）。以上资料和地质现象表明，在矽卡岩铁矿形成时蚀变的含铁岩石释放出大量铁，约 50%，这些失铁的蚀变岩石围绕铁矿体分布，即在成矿蚀变过程中，周围岩石铁质减少，而中心部分铁质富集成矿。这一事实证明了矿

体周围的蚀变岩石为成矿提供了铁质.

表 1-5-4 闽西南马坑等铁矿床部分岩石蚀变过程中铁含量（%）变化

矿区	岩石	Fe_2O_3	FeO	TFe	蚀变带出 TFe	资料来源
马坑	辉绿岩	1.95	10.73	9.71	4.82	赵一鸣等，1980.
	蚀变辉绿岩	1.32	5.10	4.89		
	深色辉绿岩	1.73	10.57	9.43	4.87	梁祥济等，1982.
	退色辉绿岩	1.20	4.78	4.56		
挂山	辉绿岩	1.80	9.54	8.68	4.16	赵一鸣等，1980.
	透辉石化辉绿岩	0.95	4.96	4.52		
汤泉	花岗闪长岩	4.04	2.52	4.79	2.86	赵一鸣等，1980.
	退色花岗闪长岩	1.24	1.37	1.93		

4.宁芜和庐枞玢岩铁矿床

宁芜和庐枞火山岩盆地中的玢岩铁矿床都伴有较大规模的围岩蚀变，重要的蚀变为浅色蚀变．这种浅色蚀变为颜色较深的中基性火山岩经热液蚀变后，成为浅色岩石。蚀变过程中岩石的成分发生了变化，铁含量明显减少．未蚀变岩石的全铁含量为 5.40—6.96%，浅色蚀变岩的全铁含量为 2.32—3.83%（表 1-5-5）．蚀变后释放的铁量为原岩的 29—64%，平均约 50%．陈毓川等（1982）估算了部分矿床中岩石蚀变后释放的铁量（表 1-5-6）．由表可知，蚀变过程中岩石释放的铁量是相当多的，每一立方公里的蚀变岩释放的全铁量为 0.13—1.32 亿吨．因此张荣华（1982）的结论是："据蚀变带的铁的总量统计结果，表明辉石碱性长石岩和含铁量比原岩低的其它岩石，在交代作用中铁元素总带出量，能够形成一个相当于大型中等品位铁矿床。……围岩玄武粗安岩中碱金属、铁和伴生组分都是十分丰富的．计算交代作用中单位体积内元素迁移量所得的结论是，铁可能主要来自粗安岩。"

表 1-5-5 宁芜玢岩铁矿床近矿和远矿岩石铁含量对比

矿区	岩石	TFe（%）			析出量/原岩
		近矿	远矿	差值	
梅山	辉长闪长玢岩	2.52	5.77	3.25	0.56
梅山	安山岩	2.61	5.44	2.83	0.52
马鞍山	辉长闪长玢岩	2.52	6.96	4.44	0.64
钟九	闪长岩	2.32	5.66	3.34	0.59
太山	辉长闪长玢岩	3.83	5.40	1.57	0.29
白象山	页岩	3.49	5.61	2.12	0.38

引自《宁芜玢岩铁矿》

陈毓川等（1982）在讨论玢岩铁矿铁质来源时认为，原始气液并不是铁过饱和的，而气液中后来 Fe、Mg、Ca 质的富集、达到饱和状态主要是通过钠长石化取自被交代的安山质次火山岩或火山岩．这种富 Fe、Mg、Ca 组分的气液交代围岩或充填构造裂隙形成了铁含量达到工业要求的蚀变岩则为矿石．这三个矿区从围岩中析出的铁的总量大致可以

与这些矿区浸染状和细脉状铁矿中铁的总量相当。这就是说这些铁矿中铁的主要来源是辉长闪长（玢）岩及与之相当的安山岩、粗安岩。

李九岭等（1979）对玢岩铁矿蚀变作用进行了模拟实验，辉石闪长玢岩等在500℃以上的中性或弱碱性氯化钠溶液作用下，发生钠长石化，并伴随铁质从岩石中析出，铁的析出量随氯化钠浓度加大而增高。

表 1-5-6　宁芜庐枞玢岩铁矿床蚀变岩石释放的铁量

矿区	岩石	全铁含量 kg / m³		
		原岩	蚀变岩	差值
太山	辉长闪长玢岩	158.6	69.8	88.8
南山—陶村	辉长闪长玢岩	196.2	64.5	131.7
罗河	粗安质岩石	143.3	130	13.3
	粗安质岩石	143.3	101	42.3

根据陈毓川等，1982

综上所述，玢岩铁矿与围岩的退色化和去铁化相伴。不论何种玢岩铁矿成因观点的作者，均肯定蚀变过程中围岩为成矿提供了大量铁质。并已被成矿模拟实验所证实。

5.豫南银多金属矿床

在豫南银多金属矿床中，矿体呈透镜状和似层状，严格地受地层中碳质云母石英片岩控制。矿化属热液类型，热液蚀变显著，主要有硅化、绢云母化和碳酸盐化等。含矿的细网脉穿切地层。矿物气液包裹体的均一温度为270—360℃。郑明华等对该矿床围岩的成矿元素进行了研究，大量测试和分析结果表明，围岩中的成矿元素含量变化很大，规律性很强。矿床的围岩为一套黑色岩系，富含成矿元素 Ag、Pb、Zn 等。它们的区域背景值比克拉克值高几至几十倍。同一种岩石成矿元素含量随离矿体距离而变化。矿区外围岩石离矿体距离很大，其不受成矿作用影响，故成矿元素含量可视为正常或称背景值。随离矿体距离的变小，矿床中远矿围岩的成矿元素含量急剧下降，银含量下降28—92%，平均下降84%，铅、锌含量下降32—92%，平均下降76%。由此可见，远矿围岩中的 Ag、Pb、Zn 含量下降了或被带走了3／4以上。靠近矿体的近矿围岩，这些金属的含量急剧升高（图1-5-2）。这就是说，本区较大范围的黑色岩系含 Ag、Pb、Zn 较高，构成一个含量较高的背景场，在矿体及其附近形成成矿元素的高值区，它们之间出现了一个低值区。呈似马鞍状。郑明华等（1982）认为，围岩中成矿元素含量的鞍状模式，有力地证明了矿质由旁侧岩石向矿体方向进行了迁移。换言之，组成矿体的有用组分是由围岩提供的。

远矿围岩释放的金属含量是很高的，Ag 为0.19—11.26ppm，平均为5.04ppm，Pb 和 Zn 为17—288ppm，平均为154ppm。矿石中成矿元素的含量为同体积远矿围岩释放量的几十倍。也就是说，几十倍的远矿围岩释放的金属就足以形成已知规模的矿床。

除上述地区和类型的矿床外，还有一些矿床中也存在矿体周围岩石中成矿元素含量明显降低的现象。如山西北洛峡矽卡岩型铁矿床，矿体附近的闪长岩，经蚀变后退色，全铁含量由5.03%下降至1.74%，减少了3.29%（沈保丰等，1977）。又如辽宁青城子铅锌矿

床，近矿围岩的锌含量为43ppm，比远矿围岩中的锌含量（123ppm）减少78ppm。还有浙江治岭头金银矿床，远矿无蚀变的变质岩金含量为11.9ppb，而曾受热液影响的矿带两侧的蚀变变质岩，金含量显著降低，平均仅为4.77ppb（郑明华等，1986）。此外，还有一些热液铀矿床、汞矿床等，也有类似的资料和现象。

综上所述，通过近年的初步研究，发现各类（斑岩型、花岗岩型、火山岩型、矽卡岩型、脉型、层控型、变质型）、各种金属（W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn、Fe、Ag、Au、U、Hg、Sb等）热液矿床中矿体周围常存在成矿元素降低的地球化学场，这一事实表明，矿体围岩为成矿提供了矿质。

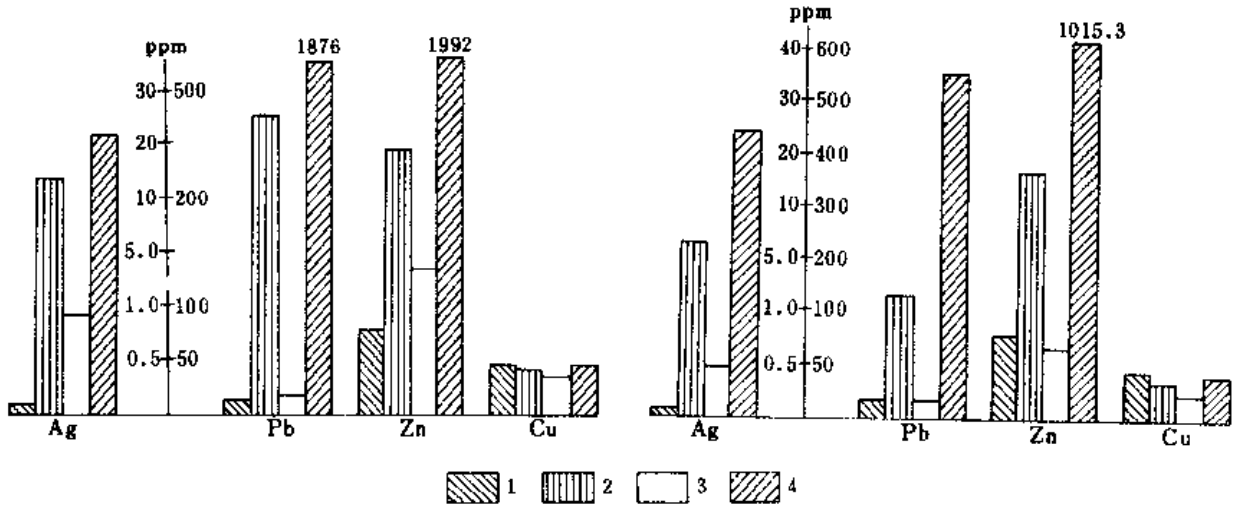


图1-5-2　豫南多金属矿离矿体不同距离围岩的成矿元素含量对比图（据郑明华，1982）

1-克拉克值；2-区域背景值；3-远矿围岩含量；4-近矿围岩含量

6.硫、铅等同位素

硫和铅的同位素研究证实了上述类型的矿床中，围岩也为成矿提供了硫和铅。如宁芜和庐枞地区玢岩铁矿的硫同位素基本上均为正值。集中在5—10‰之间。这种明显高于陨石硫的特征，几乎所有的研究者认为（陈毓川等，1982，张荣华等，1982）与当地地层中石膏层有关，石膏富含重硫，与深源硫发生同位素交换后，形成富重硫的硫化物。肯定了围岩中的硫参与了成矿作用。这种硫同位素特征在长江中下游的矽卡岩型铜矿床和铁矿床中也较普遍，如铜陵地区硫化物的$\delta^{34}S$平均值大于5‰（刘裕庆，1984）。鄂东南地区主要铁矿区的黄铁矿的$\delta^{34}S$亦偏高，特别是灵乡、程潮、张福山等矿床介于10—18‰。表明地层中的石膏是矽卡岩型铁矿中黄铁矿的重要硫源。

一些热液铅锌矿床、汞锑矿床中硫化物的这种富重硫特征更为明显，如凡口铅锌矿床的$\delta^{34}S$平均值为17.1‰，柴河铅锌矿床为19.7‰，厂坝铅锌矿床为17‰，万山汞矿床为17.3‰，大洞喇汞矿床为21.2‰等。这些资料证实，很富重硫的硫化物是由海相沉积的硫酸盐转化而来的。

许多热液或具热液特征的金属矿床的铅同位素研究表明，铅主要来自地层，因为按铅同位素计算出的模式年龄有的与矿床赋存层位的年龄基本一致，如产于前寒武纪地层中的东川等铜、铅、锌矿床和产于泥盆系的凡口铅锌矿床。再如辽宁青城子铅锌矿床矿石铅的

模式年龄接近 20 亿年，相当于赋矿的辽河群的时代。有的模式年龄大于矿床赋存层位，表明铅来自深部古老的基底。产于泥盆系的湖南白云铺铅锌矿床矿石铅的模式年龄约 5 亿多年，也比围岩老。有些与中酸性岩浆岩有关的矿床，虽然部分矿石铅的同位素组成与花岗岩长石近似，但也明显地表现出放射成因铅的加入，如用单阶段正常铅计算模式年龄，有相当多的负值。在距岩体较远部分的矿石铅同位素与花岗岩长石铅有明显的差异。更接近于地层铅。由此可见，大量热液矿床铅同位素资料表明，围岩为矿床提供了铅。

（二）成矿热液水的来源

黑龙江多宝山斑岩铜矿床、福建马坑矽卡岩铁矿床、安徽冬瓜山矽卡岩铜矿床和湖南锡矿山热液锑矿床等矿物和矿物包裹体的氧同位素资料（表 1-5-7）表明，成矿热液有表生水参与或成矿热液以表生水为主。如在多宝山斑岩铜矿床中，根据花岗闪长斑岩石英的氧同位素值，计算出与其平衡的流体的 $\delta^{18}O$ 值为 8.25‰，而算得的成矿流体的 $\delta^{18}O$ 值明显低于岩浆热液，主矿化期流体的 $\delta^{18}O$ 为 0.76—5.67‰，平均约 3‰，比岩浆热液低 5‰，碳酸盐化阶段的流体 $\delta^{18}O$ 为−1.47‰，比岩浆热液低了近 10‰。在马坑矽卡岩铁矿床中的方解石—磁铁矿矿石，根据测得的矿物氧同位素算出与其平衡的热液 $\delta^{18}O$ 为−3.81—4.60‰，平均为 0.71‰，这是由表生水形成的热液的氧同位素特征。在冬瓜山铜矿床中，根据硫化物中包裹体直接测定热液的 $\delta^{18}O$ 为−1.3—0.2‰，平均为−0.55‰，证明主要矿化期——硫化物形成阶段的成矿流体主要是表生地下水。锡矿山热液锑矿床与岩浆作用无直接的联系，即热液不是来自岩浆，而是表生水，热液的氧同位素也是变化的，$\delta^{18}O$ 早期高，晚期低。晚期平均为−1.39‰，这种热液以雨水为主。早期热液的 $\delta^{18}O$ 平均为 5.22‰，似乎接近岩浆水的特征。其实由雨水受热形成的热液也可具这种氧同位素特征，如美国索尔顿海地区由雨水转化而成的热卤水的 $\delta^{18}O$ 可达 5‰。

表 1-5-7　部分热液矿床成矿流体 $\delta^{18}O$ 值

矿床	成矿阶段	$\delta^{18}O_{H_2O}$（‰）	资料来源
多宝山斑岩铜矿床	花岗闪长斑岩	8.25	杜琦等，1988
	磁铁矿	6.4	
	主矿化期	0.76—5.67	
	碳酸盐	−1.47	
马坑铁矿床	方解石—磁铁矿	−3.81—4.60 平均 0.71	韩发等，1983
冬瓜山铜矿床	黄铁矿中包体	0.2	刘裕庆，1984
	磁黄铁矿中包体	−1.3	
锡矿山锑矿床	早期	3.67—8.37 平均 5.22	肖启明等，1984
	晚期	−0.69—2.81 平均−1.39	

热液矿床矿石矿物中的包裹体是在成矿时被矿物掳获的成矿流体，因此，包裹体就是成矿热液。根据成矿热液的化学成分可以推断热液的成因。从所周知，岩浆热液的特征是富含碱和硅，但许多热液矿床的包裹体成分表明，它们常常富含钙（表 1-5-8）。相当多的铅锌矿床、铀矿床和锑矿床的包裹体中钙含量为钠含量的 3—85 倍，为钾含量的 2—45 倍，有的矿床包裹体中镁含量超过了钠或钾的含量。这种包裹体的化学成分与地下水的化学成分相似，具有明显的表生特征。有的矿床矿物包裹体成分中，钠、钾含量较高，如多宝山斑岩铜矿床和黄龙铺斑岩铝矿床等，但氟、氯含量较低，硫酸根含量却占了绝对优势。在深部还原和少氧环境下的岩浆，是不可能演化产生大量硫酸根，故富硫酸根的包裹体是代表表生的地下水。

表 1-5-8　某些热液矿床液体包裹体成分

矿床	样数	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	单位	资料来源
多宝山斑岩铜矿	10	55.82	10.36	2.16	0.52	0.16	33.96	112.60		μg / 10g	杜琦等
黄龙铺斑岩铝矿	4	32.26	8.05	3.90	0.23	0.18	6.60	145.75		μg / 10g	黄典豪等，1985
金堆城斑岩铝矿	2	5.33	6.93	0.38	0.32	0.45	1.33	17.33		μg / 10g	
水口山铅锌矿	1	1.09	3.07	38.45	4.50	1.50	8.50	339.0		ppm	涂光炽等
凡口铅锌矿	1	8.21	3.35	134.1	3.4	0.9	48.5	58.7		ppm	涂光炽等
栖霞铅锌矿	1	0.70	1.74	60.5	2.0	1.7	6.0	17.5		ppm	涂光炽等
76 铀矿	8	0.27	0.091	1.14	0.11	0.25	0.39	0.36	3.49	μg / 10g	陈先等，1981
沙岭梁铀矿	5	0.77	1.10	2.1	0.35	1.84	0.16	0.86	3.87	μg / 10g	苏守田等，1981
沙岭梁铀矿床矿后期	11	0.55	0.35	3.48	0.13	1.37	0.22	0.30	5.56	μg / 10g	
兴隆铅锌矿	2	0.12	0.01	0.45	0.08	0.17	0.18			μg / 10g	冯仲燕，1985
锡矿山锑矿	5	1.66	0.43	4.5	0.23					克分子 / 升	肖启明等，1984

（三）成矿热液的热量来源

根据热液矿床与热体的时空关系，可以推断矿液热量的来源。黑龙江多宝山斑岩铜矿床具有明显的环状蚀变和矿化分带，其中心为花岗闪长斑岩体，由中心向外，依次为钾硅化带、绢云母化带和青磐岩化带，矿化由以斑铜矿为主，变为以黄铜矿为主，再变为以黄铁矿为主。矿化和蚀变的温度由中心向外亦相应地逐渐降低，由 300—450℃→250℃→150℃。这表明成矿流体的温度是受花岗闪长斑岩体控制的，与花岗闪长斑岩体引起的温度梯度大体相似。因此，成矿流体的热量是由岩体和受热的围岩提供的。

热液矿床都赋存于异常地热区或高热地热区。如根据庐枞铁矿矿物包裹体测温结果作

出的等温曲线图（图 1-5-3）看出，由浅往深，温度明显升高，在数百米的距离内，蚀变和矿化温度由 300℃增至 600℃，矿体并不位于高温中心，而主要位于 350—450℃的区间。往深部温度梯度似乎比上部更大一些。这表明深部不远处应存在一个高温热体。事实正是如此。由此可见，矿化和蚀变温度是受深部岩体产生的热梯度控制，即深部隐伏热体为产生矿化和蚀变的矿液提供了热的来源。

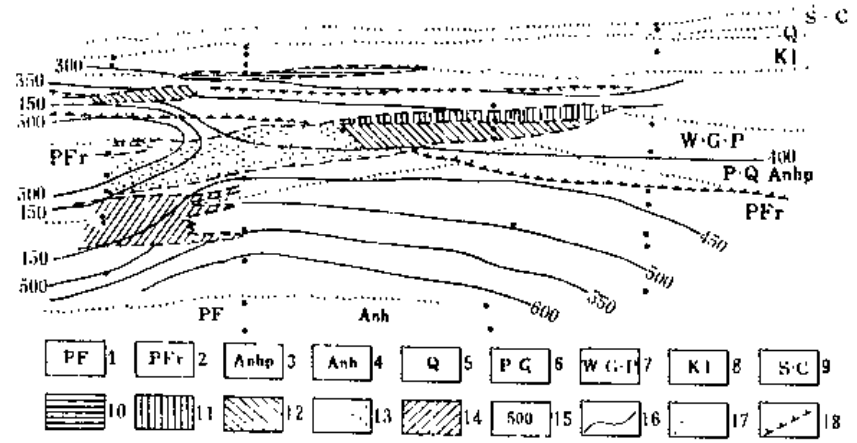


图 1-5-3　磁铁矿矿床形成温度等值线图（按张荣华，1982）

1-辉石更长石岩带；2-辉石碱性长石岩带；3-硬石膏辉石岩带；4-硬石膏岩带；5-硅化岩带；6-辉石岩叠加硅化带；7-硅灰石-石榴石-辉石组合；8-高岭石岩带；9-菱铁矿-碳酸盐带；10-硬石膏岩；11-黄铁矿石；12-赤铁矿石；13-浸染状磁铁矿石；14-脉状磁铁矿石；15-矿物包裹体测温结果（℃）；16-等温线；17-蚀变岩带界线；18-叠加蚀变界线

第二章　有关热液来源的讨论

热液来源是矿床学中争论最大的问题．有关热液成矿的理论很多，但主要可分为二大派：以岩浆期后热液理论为代表的岩浆热液或深源热液或上升水学说和以侧分泌理论为代表的表生热液或浅成热液或下降水学说。本世纪上半叶岩浆热液理论得到了普遍承认，这一理论不仅用来解释与岩浆作用有关的热液矿床而且也用来阐明与岩浆无直接联系的矿床，如所谓的远成低温热液矿床．在岩浆热液理论最盛行时期，侧分泌理论还能同时并存，这是因为广泛分布的热液脉的成分与围岩有密切的关系，如石英脉常常产于硅质岩石中，碳酸盐脉发育于碳酸盐岩石中等。本世纪下半叶，随着科学技术的迅速发展，地质工作领域的扩大和深入，测试分析水平的提高，使热液矿床学的研究进入了一个新阶段。发现了一系列现代热液成矿作用，成功地完成了大量热液成矿作用实验，利用新的同位素测试技术，根据氢、氧同位素等资料有效地确定热液水的来源，为热液成矿理论的发展奠定了新的科学基础。原有的成矿理论受到检验并发生变化。如岩浆热液理论由较单一的岩浆残余热液理论分解为透岩浆热液、就地岩浆结晶分异，深部岩浆房分异，多阶段岩浆分异，火山热液，成矿金属在蚀变过程中被热液提取，岩浆的二次沸腾等。表生成矿理论也有多种观点：热卤水、再造、沉积改造、沉积改造和叠加等。还有喷气和火山喷气等。由此可见，对热液来源的基本问题和重要事实进行综合的分析对比是很有必要的。

水是热液成矿过程中成矿元素迁移和富集的载体．因此，水的来源是热液来源问题的关键。热液的来源首先决定于热液中水的来源。数十年前关于热液水的来源主要根据某些地质现象进行推断假设，而现在的实验和测试技术一般可以确定热液水的来源。因此，可以对原有理论关于热液水来源的依据进行鉴别。

一、岩浆热液水

岩浆热液理论认为，在岩浆结晶过程中，随着温度的下降，矿物的不断结晶，残余岩

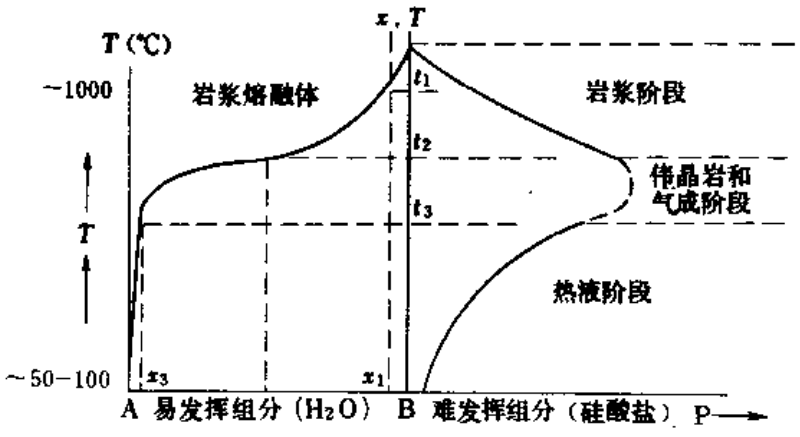


图 2-1-1　冷却过程中岩浆成分变化曲线（按费尔曼，1955）

浆中碱性组分、挥发组分和 SiO_2 等愈来愈富集，最后形成富碱、富硅和挥发组分等的残余流体——热液．这一成矿假设得到了著名学者尼格里和费尔斯曼的有力支持．尼格里提出了定性的易挥发组分（水）和难挥发组分（岩浆）二元系的温度和成分关系图．费尔斯曼在此基础上又补充了温度与岩浆演化产物关系图（图 2-1-1）．这样就使岩浆热液成矿假说几乎成为公认的成矿理论。

（一）岩浆和水的相互过渡问题

尼格里的水和岩浆的二元相图是否被后来的实验证实呢？根据格郎松的实验结果，在 900℃ 时花岗质熔体中水的溶解度随压力增大而升高，但当压力达 3kb 后水的溶解度基本稳定，约为 9%．按 Е.Б.Лебедев 等（1979）的实验资料，当压力为 3000 大气压时，温度为 700-1400℃ 花岗质熔浆中水的饱和含量为 8%，在 5000 大气压下为 12-14%．根据 P.J.Wyllie 资料，在 10kb 压力下，白云母花岗岩浆中最大水含量为 14%，这些实验资料虽有一定的差异，但它们的共同点是，在 5-10kb 压力内花岗岩浆中水的最大溶解度小于 14%，也就是说，在地下 30 多公里（相当 10kb）的花岗岩浆与水之间不可能随温度变化而相互过渡。

（二）富水的残余岩浆问题

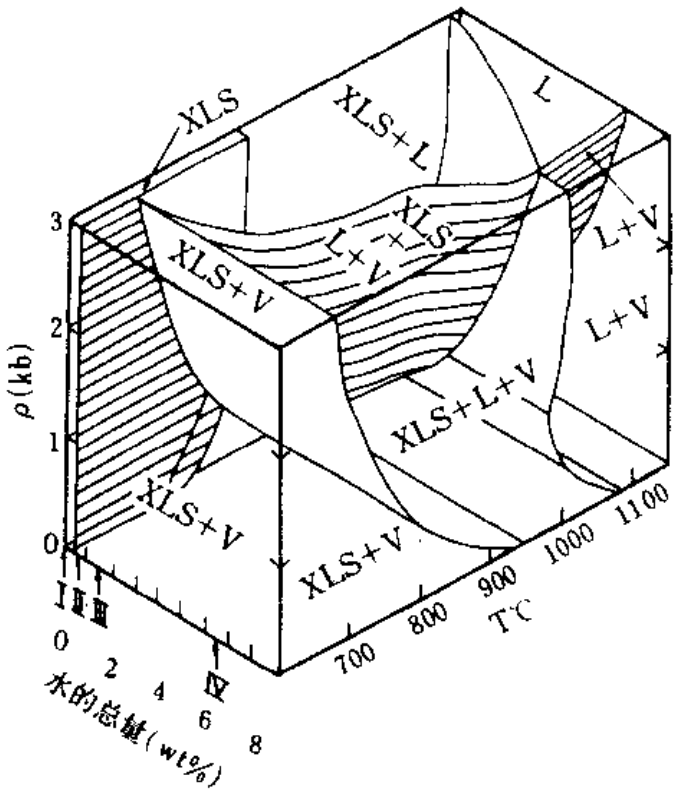


图 2-1-2　花岗闪长岩-水体系的温度-压力-成分立体图（根据 Robertson.J.K 等，1971）

目前已有大量的岩浆与水体系的温度、压力和成分关系图，这些实验资料表明，岩浆的结晶总是以液相线为起点，以固相线为终点。图 2-1-2 表明，随压力增大，岩浆的饱和水含量增高，固相线的温度相对下降，但不管岩浆体系的成分和结晶的条件（压力相当于地壳范围）如何变化，岩浆的结晶总是以固相线告终。若确有能逐渐演变成热液的残余岩浆存在，则体系不应有固相线。岩浆的饱和水含量随温度下降，稍有增高，在 2kb 压力条件下，岩浆从 1200℃下降至 600℃，饱和水含量从 5.5%增至 6.5%（图 2-1-3）。由此可见，残余岩浆的饱和水含量是很有限的，而不是无限的，当结晶岩浆中水含量达到饱和后，多余部分将呈气相分离出去，水蒸气相在残余岩浆共结之前全部析出。综上所述，不可能存在所谓的富水（以水为主的）残余岩浆或岩浆期后热液。

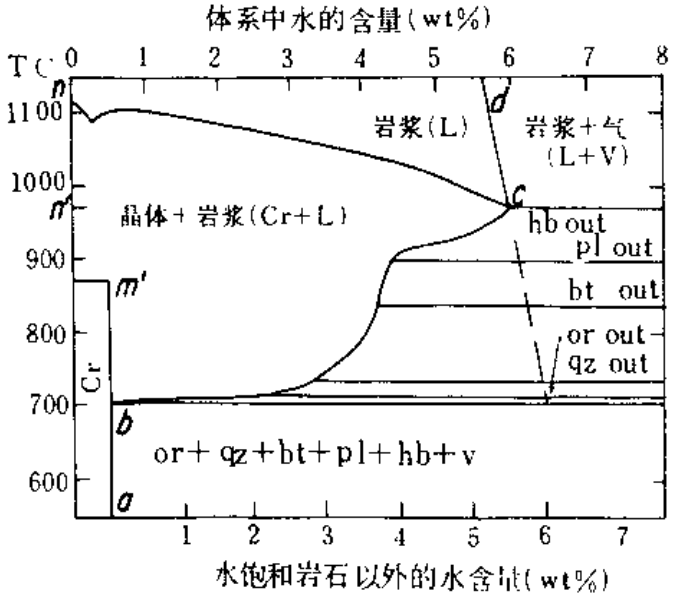


图 2-1-3　花岗岩-水体系温度-成分图

压力为 2kb，虚线为残余岩浆的饱和水含量线（根据 Burnham 和 Jahns 1962）

(三) 岩浆的原始水含量

Yoder 等（1962）和 Hamilton 等（1969）对玄武岩浆中水含量的估计值为 0.4-15%，而 Walker 认为水含量为 0.5-3%，合理的平均含量小于 1%。Ingerson (1950) 引用的黑耀岩的水含量大多数为 1%，特高值为 10%，高值可能是次生水合作用结果而不是原生水。

各种熔岩和部分花岗岩岩浆的温度均很高，它们根据玻璃包裹体的均一温度，多数约 1000℃，少数约 900℃（表 2-1-1）。只有贫水岩浆才能达到这种温度。以温度为 900℃的花岗质岩浆为例，在地表（图 2-1-4 的 a）和浅部（b）是干岩浆，在深部约 6-15km 水

含量小于 1%（相当图上 bc 区间）。Korapko Л.E.等通过矿物共生组合和成岩实验研究，获得了富碱岩浆的水含量小于 1.5%。上述资料表明形成高温火山岩和浅成岩等的岩浆都是贫水的，水含量一般不超过 3%。

表 2-1-1　中国花岗岩和日本火山岩玻璃包裹体均一温度表

岩体名称或产地	岩石	均一温度（℃）	岩体名称或产地	岩石	均一温度（℃）
澜田	花岗闪长岩	1020	千岁	流纹岩	1000–1190
丹阳	二长花岗岩	1020	千岁	凝灰岩	870–1000
福州	花岗岩	970	德龙	石英斑岩	830–960
魁岐	晶洞花岗岩	970	八总	流纹岩	930–1000
笔架山	晶洞花岗岩	850	足尾	流纹岩	>1190
金刚山	晶洞花岗岩	980	纪州	流纹岩	>1190
前洋	花岗斑岩	970	鬼个条	石英斑岩	1000–1090

根据岩浆与水体系的熔融实验证明，熔浆中的水含量随压力加大而增高，但在压力小于 2kb，或相当于地壳深度小于 7km 内的花岗岩浆中的饱和水含量约为 6%（图 2-1-2）。

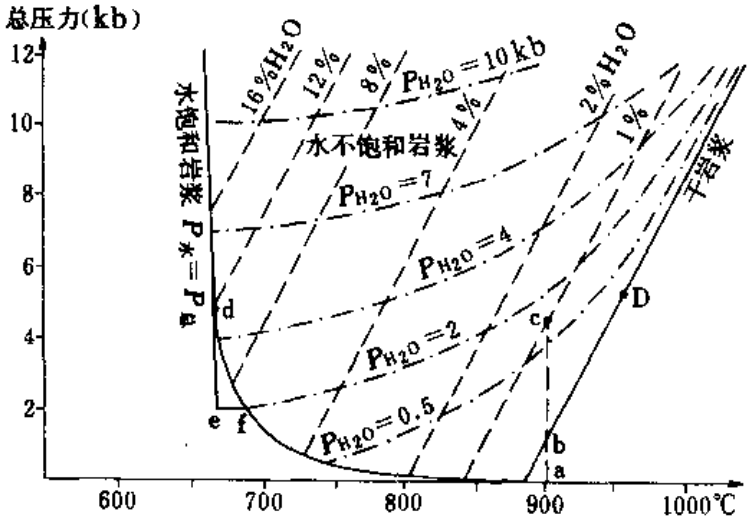


图 2-1-4　各种总压和水压条件下花岗岩-水体系压力-温度图

根据大量资料统计所得各种岩浆岩的平均水含量为 0.29–3.66%，其中大多数为 0.5–2%（表 2-1-2）。从酸性岩（碱性岩）经中性岩至基性和超基性岩的水含量逐渐增高，同一成分的侵入岩与火山岩的水含量虽有一定差别，但基本一致。总的说，岩浆岩的水含量较低。岩浆岩的水含量是否代表岩浆的水含量呢？S.Maaloe 等作了二长花岗岩浆的矿物结晶序列与水含量关系的实验，当压力为 2kb 时，在水含量小于 1.2%时，黑云母的结晶晚于长石和石英，小于 2.5%时，晚于长石而早于石英，大于 2.5%时早于钾长石和石英。许多与成矿有关的斑岩和斑状岩石中斑晶以长石和石英为主，石英常呈六方双锥

体产出，并有熔蚀特征（照片 21）黑云母的结晶晚于它们。表明岩浆的水含量小于 1.2%，因此，岩浆中的水含量与岩石中的可能不相等，但比较接近。

表 2-1-2　中国各类岩浆岩的平均水含量（H_2O^+%）

侵入岩	花岗岩	花岗闪长岩	闪长岩	正长岩	辉长岩	辉石岩—纯橄榄岩
	0.56	0.83	0.89	0.41	2.02	2.28–3.66
火山岩	流纹岩	英安岩	安山岩	粗面岩	玄武岩	
	0.63	2.18	0.79	0.29	1.26	

按黎彤等 1963 年资料编

（四）岩浆上升过程中水含量的变化

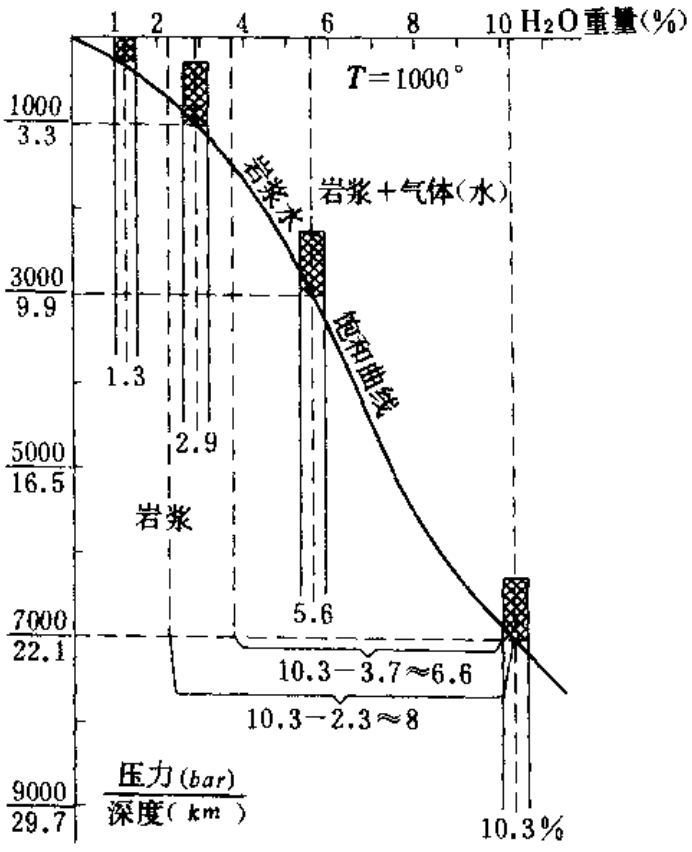


图 2-1-5　压力减小对不同初始水含量岩浆的水从花岗岩-水体系中析出的影响

（按 Хиторов Н.И.，1976）

岩浆中的水含量与压力成正相关，岩浆形成深度愈大，其饱和水的含量愈高。若岩浆原始水含量大于其定位处压力条件下的饱和水含量，则多余部分的水含量在岩浆上升过程中释放出来。这种岩浆的失水过程甚至早于岩浆的结晶。从图 2-1-5 看出，如在 22km 深处形成的水饱和花岗岩浆，上升到 5km 深处固结，则在结晶前约 6.6%的水先从岩浆中释放出来，岩浆中保留的水含量约 3.7%。若上侵到 2.5km 深处，则上升过程中释放的水量占 8%，岩浆中保留的约占 2.3%。因此，深部形成富水的或水饱和的岩浆，当其上侵到浅部时，上升过程中大部分水已被释放，仅保留小部分水。水饱和岩浆能否从深部上侵到浅部呢？众所周知，岩浆的熔点随压力增大而降低，岩浆的水含量随压力或深度增大而升高。因此，在地壳深部较大压力下形成的水饱和岩浆的熔点是很低的，如在 5kb 压力下，或相当于 20km 深

度的熔点为 660℃（图 2-1-4 上的 d），比同一深度的干岩浆熔点低近 300℃（D）。若水饱和岩浆向上运动时，随压力的减少，水压也相应减小，即饱和水的含量降低，岩浆要失去一部分水，如由图 2-1-4 的 d 点移至 e 点，而与 e 点处于同一压力下的水饱和岩浆熔点约为 680℃，因此，e 点处岩浆温度低于岩浆熔点，这必然导致岩浆固结和停止上升。这就是说，水饱和岩浆通常就地固结，不会发生明显的上侵。这与 Г.Б.Фершгатер 对水饱和度不同的花岗岩系列及其形成条件研究所得的结论一致。他将花岗岩浆按含水量分为四类：干的、少水的、中等含水的和水质的。水质岩浆不具喷出能力，只能产生深成岩，中等含水岩浆形成中深成岩，干的和少水岩浆形成喷出岩和浅成或超浅成岩。Соболев 用图表示出各种原始水含量的岩浆可能上升的高度。能喷出地表岩浆的水含量少到这种程度，其形成温度必须高于地表干岩浆的结晶温度。上述资料证明，能上侵到浅部的岩浆属于少水的。

（五）岩浆结晶过程中是否释放水

这决定于岩浆是否能达到水饱和状态。若岩浆的水含量高于由结晶而成的岩石的水含量，则随结晶的进行，残余岩浆中的水含量增高直至达水饱和状态（图 2-1-6），并分离出水气相。若岩浆的水含量等于由其结晶而成岩石的水含量，则在岩浆结晶过程中残余岩浆中的水含量保持不变，直至结晶结束。若岩浆中水的含量低于由其结晶而成的岩石水含量，则随结晶的进行，残余岩浆中的水含量逐渐减少，最后变为无水的残余岩浆。由此可知，深部形成的富水岩浆结晶过程中能释放水，而侵入到浅部的岩浆（属贫水型）结晶时不会释放水或释放水的量很微。

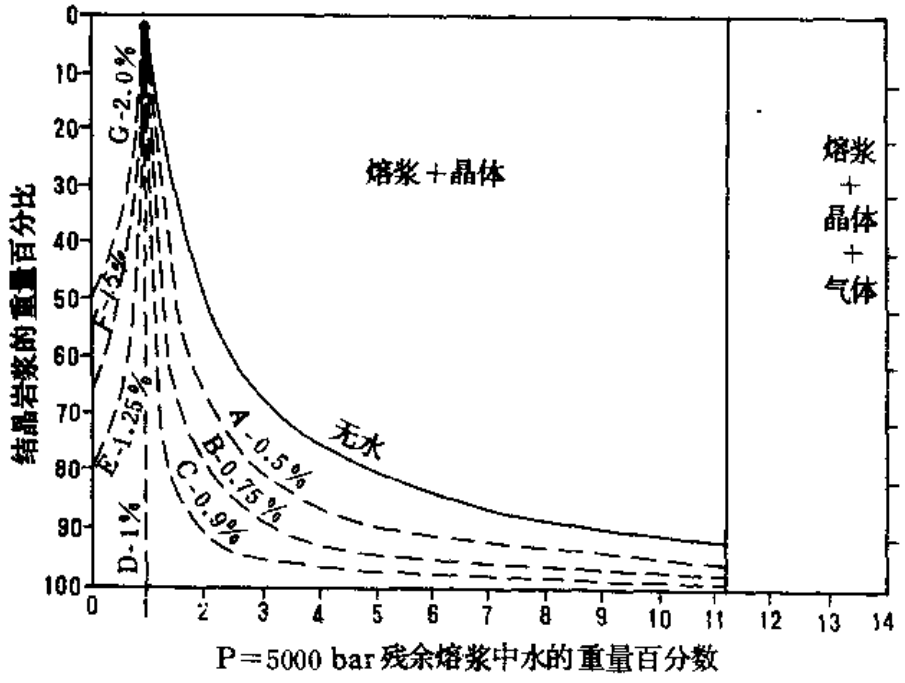


图 2-1-6　岩浆结晶过程中结晶矿物水含量与残余岩浆水含量演化

（按哈利斯等，1970）

(六) 接触变质等过程中岩浆水的作用

谢和泰勒研究了区域变质作用和接触变质作用中岩石的 $\delta^{18}O$ 的变化。结果是，接触变质带的泥质角岩保持着与原始沉积岩相同的 $\delta^{18}O$ 值。霍夫斯指出，在接触变质过程中，大部分水来自围岩本身,而不是来自岩浆。甚至内接触带的堇青石和矽线石岩的 $\delta^{18}O$ 与外接触带的绿泥石岩一样。表明它们是从富 ^{18}O 的变质水中沉淀的。温纳和泰勒研究了超铁镁质岩石 δD 值后指出，在超铁镁质岩石的蛇纹石化过程中，雨水地下水起着主要作用。以往把蛇纹石化视为自变质作用，即由岩浆本身分异出来的水与该岩浆固结而成的岩石作用形成的蚀变岩。同位素研究证明，这不是自变质作用，而是表生热液的蚀变作用。

综上所述，深部形成的岩浆可能具有不同的含水性，地壳中生成的岩浆含水量是有限的，在 40km 深处形成岩浆的最大含水量小于 20%。水饱和岩浆通常只能就地结晶，干岩浆或贫水岩浆可能上侵到浅部或喷出地表。大多数热液矿床与浅成或中浅成岩体有关，它们的深度为 1–5km，若以平均深度 3km 计算，即使岩浆达水饱和状态，水含量也仅约 3–4%。与矿有关的岩体绝大多数属中小型，出露面积在 $<1–10km^2$ 范围内，按等轴体计算，体积为 $<1–30km^3$。这种岩浆固结能释放的水量是很有限的，最多仅约 $3km^3$。按已知温压条件下热液中金属的溶解度来看，$3km^3$ 水量远不足以形成大中型矿床。因此，即使岩浆在上升或结晶过程中能释放一定的水，但其量是很微的。对形成热液矿床通常不起重要作用。

二、表生热液水

(一) 现代热液成矿作用的研究和表生热液的产生

人类早就认识和利用了热泉，而且知道热泉的成矿作用，如形成自然硫矿床等。但热泉中金属的含量通常不高，不形成矿床。因此，多数矿床学家对热泉和热液成矿作用的关系重视不够。

五十年代美国在加里福尼亚索尔顿海地区为利用地热水，打了一些钻孔，在 1600m 的深部发现温度高达 360℃ 的热水，其为富含钾和金属的卤水。这种卤水在上升时，由于温度下降，沿管壁沉淀了各种金属矿物：辉铜矿，斑铜矿、兰辉铜矿、毒砂、黄铜矿和黄铁矿等。金属矿物的沉淀有明显的分带性，其与美国西部斑岩铜矿床的分带基本相同。由于这种卤水具有特别高的温度和 K、Li、Cs、Mn、Zn、Pb、Cu 和 Ag 的含量。因此，被认为是典型的岩浆热液。怀特在 1963 年的论文中也把它看作岩浆热液，但他在 1968 年却得出了完全相反的结论，认为热水主要是由当地雨水构成。为什么怀特在短短的五年时间内对这种成矿热液的认识发生如此的变化呢？正象他自己所说，自 1963 年以来，获得了很多有关水的同位素证据：岩石的 ^{18}O 含量，地热体系的铅和锶同位素。以雨水为主的科学证据是：热卤水、中等温度的热泉和地表的泉水的氘含量几乎都是一致的。

(二) 现代成矿热液的氢氧同位素

不同成因的水具有不同的氢氧同位素特征，因此氢氧同位素组成是区分热液水的重要手段．克雷格等对世界上主要地热区的热水和蒸气作了 $\delta^{18}O$ 和 δD 的分析，结果见图 2-1-7．由图可见，所有温泉区地热水的 δD 都是稳定的，与当地的雨水的 δD 一致．这是因为岩石中水含量很低，即使岩石与水发生氢的同位素交换，水中氢的同位素成分也不发生明显的变化。该图反映出这些温泉水的共同特征是：当地的雨水和地下热泉水的 δD 值的一致性，以及随雨水转变为地热水，其 $\delta^{18}O$ (‰) 值逐渐增长．这是地热水由雨水形成，并和岩石发生氢氧同位素交换作用的结果。该图上的地热水包括曾被认为是典型岩浆热液的索尔顿海地区的地热水。

氢氧同位素研究证明，索尔顿海的现代成矿热液不是内生水，而为外生水。其它现代成矿热液是否也作了类似的研究呢？红海的大西洋 II 号深渊，发现了现代成矿热卤水，水温为 34-56℃，含盐度为 25%，富含 Na、K、Ca 和 Cl 等，并含大量金属元素 (Fe、Mn、Zn、Pb、Cu 等)，卤水之下为厚度达 8 米以上的含金属的软泥，粗略估算软泥中含铜，锌等金属总量达数百万吨。这种卤水被认为是生成块状硫化物矿床的矿液。这种热卤水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值都接近 0，表明，它们主要是海水。

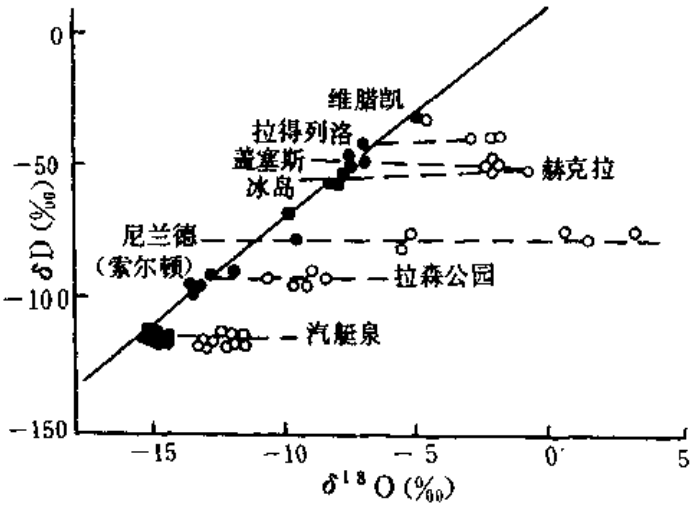


图 2-1-7　世界上部分地热水的 $\delta^{18}O$-δD 图
(据克雷格，1966)

太平洋大洋中脊由现代热卤水形成呈烟囱状的硫化物堆积，这种成矿热卤水的氢氧同位素特征与海水一致。苏联堪察加和库页岛的地热水富含金属，并在泉口沉积金属和非金属矿物 60 多种。这种成矿热卤水的氢氧同位素特征与当地雨水相似。

综上所述，已知的热泉、地热水、现代成矿热卤水都属外生水，大陆上的热泉和地热水属雨水型，而大洋中的热卤水主要属海水型。

(三) 现代成矿热液的成分特征

现代成矿热液的重要特征是富含金属，除上述红海和索尔顿海地区热卤水能直接沉淀金属矿物外，苏联切莱肯半岛的热卤水也能沉淀金属，据 Лебедев (1972) 计算，每年由热卤水带到地表的金属量如下：Pb-320 吨，Zn-45 吨，Cu-31 吨，Cd-22 吨。这些热卤水的盐度很高，含 NaCl 为 20-25%，贫硫富钙，H_2S 总量小于 20ppm，钙含量为 0.47-2.88%，虽低于钠含量 (5.0-9.29%)，但均高于钾含量 (0.05-1.75%) (表 2-1-3)。热卤水的氢氧同位素特征证明，它们属外生水。热卤水的成分特征表明，卤水中溶解的造岩元素和成矿金属来自围岩，而并不是由岩浆分异出来的。因为中酸性岩浆在

结晶过程中，钙易于在晶体中富集，而钾、钠在剩余岩浆中的比例高于已晶出矿物中的比例．所以，在斑状岩石中的环带状斜长石中心部分钙含量较高，边缘部分降低，基质中最低，如德兴花岗闪长斑岩中斜长石斑晶中心 An 为 32–36，边缘为 28–29，基质中甚至为 1–3．由此可见，含水岩浆结晶过程中，只能分异出富钾钠的热液，而不可能出现富钙的流体．而很多热液却是富钙的（图 2–1–8）。

表 2–1–3　现代地热系统水的部分分析结果（ppm）

取样位置	Cl	Na	K	Ca	H_2S	As	Cu	Zn	Pb
红海大西洋 II 深渊	156030	92600	1870	5150			0.26	5.4	0.63
红海发现深渊	156420	92900	2160	4710			<0.14	1	0.5
索尔顿海 D.No.1	155000	50400	17500	28000	16	12	8	540	102
索尔顿海 D.No.2	155000	53000	16500	28800			3	500	80
切莱肯井 2	157000	76140	490	19708		0.03	1.41	3.06	9.20
切莱肯井 3	168000	70910	510	20200	7.2	0.5	0.90	0.19	3.60

按 Studemeister P.A.，1985

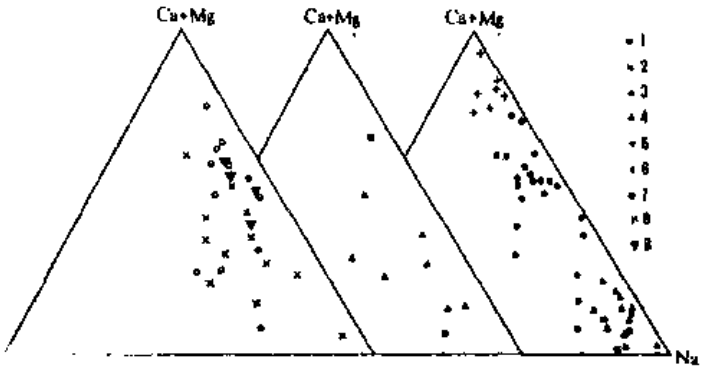


图 2–1–8　流体包体阳离子组成图

（按赵一鸣等，1988）

1—大冶铁山铁铜矿；2—封三洞铜矿；3—大冶龙角山铜钨矿；4—三道庄钼矿；5—杨家杖子钼矿；6—黄沙坪铅锌矿；7—个旧锡矿；8—大厂锡矿；9—柿竹园钨矿

高盐度的流体包裹体常常被认为是岩浆热液。许多与岩浆岩有关的热液矿床流体包裹体的盐度，早期的很高，大于 30%，中晚期逐渐降低，为百分之几。这被解释为早期热液是高盐度的岩浆热液，而中晚期为被雨水稀释的岩浆热液．由表 2–1–4 可见，现代地热系统的热卤水都是表生水，它们的盐度都是很高的，大于 20%。不少文献资料表明，许多红色盆地中的地下水含盐度达 30%．油气田中的地下水也常是高盐度的，如四川盆地的地下水盐度可达 20%以上（表 2–1–5）．其实，高盐度（>30%）热液并不是岩浆热液的特征，而恰恰是表生热液的属性。，由岩浆结晶分异过程中产生的流体的最高盐度为 26.4%，这种高盐度的岩浆分异

流体只能在温度高于700℃时出现。而大多数流体包裹体的均一温度低于400℃，这种岩浆分异流体的盐度应是很低的，低于5%，而含膏盐地层里的地下水含盐度很高，可大于30%，这种卤水受热即可变为高盐度的热卤水。

不同深度矿化的流体包裹体成分研究结果表明，明显存在垂向的水化学分带：浅成交代岩中为碳酸一硫酸盐水，含少量的氯化物和金属元素；形成深度较大的云英岩和矽卡岩中为高浓度的以氯离子或以碳酸一硫化氢一氯为主的溶液。这种热液成矿流体的垂向分带是与地下水和活动火山的地热水的分带相似。Боголепов В.Г.（1969）认为，这种一致性不是偶然的，成矿热液成分决定于具体侵入体的定位深度，特别是侵入体顶部的深度。岩浆侵位于氯化物地下水部位，则热液为氯化物型，岩浆侵位于近地表的硫酸盐-重碳酸盐型地下水部位，则热液亦为硫酸盐-重碳酸盐型，即热液是由地下水受热而成。

表 2-1-4　热卤水、卤水和盐湖水的盐度

热卤水		卤水		盐湖水	
产地	盐度（%）	产地	盐度（%）	产地	盐度（%）
红海	25.6	潜江	32.0	扎布耶湖	37.8
索尔顿海	25.2	勘探	31.1		
切莱肯	25.1	库车	32.4		

表 2-1-5　四川盆地不同层位地下水的矿化度和稳定同位素特征

地层时代	矿化度（g/l）	δD（‰）	$\delta^{18}O$（‰）	$\delta^{34}S$（‰）	样品数
T_3	183	−34.86	−2.00	—	8
T_2j^3	208	−50.34	−3.88	20.00	3
$T_1j^4-T_2l^1$	223	−17.29	3.53	29.00	12
$T_1j^1-T_1j^3$	72	−18.10	2.88	36.00	13
P	47	−28.71	3.26	27.17	4
$\in$	97	−68.20	−10.45	37.90	4
Z	79	−43.98	4.04	—	4

根据宋正平、宋鹤彬资料

第三章　热液矿床三源成矿模式

一、热液矿床成矿模式的演化

在本世纪上半叶，在热液矿床的成因理论中，虽存在侧分泌学说，但它只用来解释硅质岩石中的石英脉、碳酸盐地层中的方解石脉等，其应用较为局限．而占统治地位的是岩浆热液理论．侧分泌说强调了成矿物质来自围岩，岩浆热液理论把成矿热液视为直接由岩浆结晶演化而成．上述两种理论均把热液成矿作用看得简单了．热液本身包含了三种要素：矿质、热和水，三者缺一不可，少了任何一种，或不成其为热液，或不能形成矿床．岩浆热液理论把热液看作岩浆结晶过程中的富含水和矿质的残余岩浆．即认为矿质、热和水都来自岩浆。这种岩浆热液理论在找矿实践中起过一定的作用，特别是爱孟斯的树枝状热液成矿模式，即热液矿床围绕花岗岩基呈带状分布，在岩体附近的深部为高温矿床，离岩体稍远的较浅部位为中温矿床，离岩体较远的浅部为低温矿床．但岩浆结晶实验表明，在热液矿床形成条件下，岩浆不可能演化为热液，即不存在富水的残余岩浆。这样就动摇了岩浆热液成矿理论的基础。于是岩浆热液理论支持者开始分化．一部分坚持原有观点；一部分提出了新的岩浆热液理论的变种，如透岩浆热液、地幔射气、岩浆多次分异、岩浆热液改造岩浆岩等；另一部分转变为非岩浆热液论者。

岩浆热液理论本身的演化和分化是理论与许多地质事实相矛盾引起的。岩浆热液理论是以岩浆的结晶分异理论为基础的．虽然岩浆热液理论占统治地位已有近百年的历史，这期间做了大量有关岩浆结晶分异和热液成矿关系的研究，但没有得出任何肯定的结论。同一时代、同一地区，相同成分和相似的岩浆岩在与热液成矿作用关系方面，有明显不同的表现，有的伴有多种类型，多种矿产，规模很大的矿床，而有的几乎完全缺失热液矿化．既然岩浆热液理论以岩浆结晶分异为基础，那么岩浆的结晶分异程度应是热液矿床寻找和预测的重要标志．可是直至今天，岩浆热液论者没有提出这方面的标志．正因为如此，岩浆热液论由岩浆期后热液论分解为岩浆期前热液论（透岩浆热液、地幔射气、岩浆上升脱水等）、岩浆期热液论（岩浆结晶分异出热液、岩浆多阶段结晶分异）、岩浆期后热液（残余岩浆、岩浆热液溶解岩浆岩暗色矿物中的成矿金属）等．其中多数新出现的岩浆热液理论抛弃了岩浆结晶分异，或至少不强调结晶分异的作用．岩浆热液理论目前处于分化、动荡阶段．因为现代成矿热液和火山热液的氢氧同位素研究证明，它们几乎全属表生水（雨水、地下水、海水、同生水和变质水等）．表成热液成矿理论（热卤水、层控热液、三源成矿等）愈来愈被人们重视和承认．表成热液成矿理论一方面继承了岩浆热液理论，另一方面又强调了热液是逐渐形成的矿质、热和水三者在近地表的浅部相结合而成．热量来自岩浆或深部地热体和生热源，故按热能或成矿作用的动力分类，表成热液矿床仍属内生矿床．若按水的来源分类，则不属内生，而为外生，如以矿质来源分类，则不属岩浆来源，而属岩石来源，其中层控热液理论把矿质来源又限于沉积（火山）岩地层。

二、热液矿床的分类

热液矿床是指由热液或热流体作用所形成的矿床。由于大多数元素能溶于高温高压溶液中，所以，很多变价和易溶金属元素都能形成热液矿床，特别是有色、稀有和部分贵金属等元素。其中，钨、锡、钼、锑等金属几乎只产于热液矿床及其衍生的矿床中。热液矿床在文献中被冠以各种名称：岩浆热液、火山热液、热卤水、变质热液、层控热液、喷气、火山喷气、高温热液、中温热液、低温热液、远成低温热液、脉型、网脉型、矽卡岩型、斑岩型、玢岩型、云英岩型、蚀变岩型，可能还有伟晶岩型等。

根据热液矿床形成的环境、与岩浆和地层的关系可分成如下二大类十亚类

(一) 大陆型或后生型

1.岩浆伴生型

(1) 云英岩型，(2) 矽卡岩型，(3) 脉型，(4) 蚀变岩型，(5) 混合型。

2.非岩浆伴生型

(1) 脉型，(2) 蚀变岩型。

(二) 海洋型或同生型

1.岩浆伴生型

(1) 洋脊喷气型，(2) 火山喷气型。

2.非岩浆伴生型——海底喷气型。

三、三源成矿模式的主要依据

上述分类表明，热液矿床有多种类型。在热液矿床的成因争论中，十多年前争论的焦点为与侵入岩无明显关系的中低温热液矿床，如密西西比型铅锌矿床，低温金银矿床和汞锑矿床。通过各种成矿条件的研究，特别是矿石硫、铅、碳、锶和流体包裹体氢氧同位素的研究，证明热液不是直接由岩浆分异,而主要是由地表水演化而来。而现在争论的中心转向与岩浆有关的热液矿床。故本文以这类矿床为主进行讨论和建立模式。

形成热液矿床的基本条件是有足量的成矿热液，也就是说，要有足量的水、热和矿质。

(一) 热液水

要建立热液成矿模式，必须首先查明热液中水、热和矿质的来源及它们结合和演化的过程。水是热液的主体、热量的容体、矿质的载体，因此，水的来源是热液成因的关键。热液中的水究竟是以岩浆水或内生水为主，还是以外生水为主呢?

1.现代热液和火山气体中水的来源

前面二章中已经介绍过，根据氢氧同位素研究结果，已知的现代成矿热液中的水主要都是外生水。直接研究深部的岩浆气体现在无法实现，但喷出地表岩浆的气体或火山气体是可以研究的，Matsuo（1960）将火山气体分成二组，H_2O 和 CO_2 属来自地壳的气体，H_2、CO、H_2S、SO_2、HCl、HF 等属形成于岩浆中的气体。Craig 等（1956）研究了氢氧同位素比值后，得出的结论是，没有确凿的证据说明火山气体的水蒸气中有原生水。Верштейн（1967）的结论是，勘察加和库页岛火山的水按同位素组分接近于海水，而喷泉和热泉水接近于地表水。Брезгунов 等（1968）研究证明门捷列夫火山水的同位素组分与当地雨水一致。

为什么现代成矿热液和火山气体中的水都以外生水为主呢？如上所述，能侵入浅部和喷出地表的岩浆是高温的贫水岩浆或干岩浆，当它们上侵至浅部，如遇到含水层，高温岩浆与常温水作用，水迅速吸取岩浆热，受热气化，而岩浆被冷却而固结，岩浆体周围含水层中的水不断向岩浆方向补给，结果使岩浆失去上升的能力。少量的水与岩浆作用，就能使岩浆固结。冰岛人为了不让熔岩流流向市镇，用水龙头喷水使岩流固结，改变流向。所以，含水层通常能阻制岩浆的上升，但同时形成地热水体系。在岩浆被阻后，岩浆热量主要通过地热水向外扩散。如岩浆上侵至近地表时遇上含水层或富水体，岩浆虽可能暂时受阻，但由于大量水等气化，压力迅速加大，最后导致火山喷发。这就是现代成矿热液和火山气体中水的氢氧同位素组分和当地表水一致的原因。如干岩浆和贫水岩浆上侵时未遇到含水层或水体，则岩浆将溢出地表，通常不伴随喷发。现代火山气体的观察和研究证明了这种认识。如采自熔岩湖直接表面的气体与喷气气体相比，前者的水含量明显低于后者，对勘察加一系列火山气体状态的观察表明，最低含量的水几乎总是发现于无或几乎无表水和渗透水流入的喷气中，即火山喷气中的水蒸气与表水或地下水有关。

2.成矿流体的氢氧同位素组分

近年来，在热液矿床成因研究中，流体包裹体的氢氧同位素的直接测定和根据热液矿物氧同位素等计算与其平衡热液的 $\delta^{18}O$ 值等被作为主要的手段。大量的研究结果表明，成矿热液中均有表生水参与，甚至以表生水为主。其中，与岩浆有关的热液矿床中，热液的 $\delta^{18}O$ 值从成矿早期至晚期，即从高温至中低温逐渐降低。早期热液的 $\delta^{18}O$ 值为 1.36–10.3‰，其中高值与岩浆水的值相近，低值比岩浆水低达 7‰，中晚期或晚期热液的 $\delta^{18}O$ 值一般低于 5‰，多数在 3–-3‰，最低的可达-8‰（表 3–1–1）。这种热液氧同位素的变化常被解释为早期以岩浆水为主，混入少量大气水，随后，热液中的大气水含量不断增加，直至以大气水为主。有人认为，在岩浆阶段和早期热液阶段，由于岩浆的内压大于外压，大气水不能进入岩浆，所以，岩浆水和早期高温热液具有 $\delta^{18}O$ 值高的特征。岩浆的内压（水蒸气压，下同）并不总是大于外压，只有当岩浆达水过饱和时，才会出现内压大于外压，这时岩浆能分异出水蒸气相。由于成矿岩体大多属浅成或中浅成岩体，因此，形成这种岩体的岩浆通常是贫水岩浆，它们上升到浅部含水地层中，能使地层中的水气化，造成外压大于内压。在这种条件下，岩浆不仅不会发生失水，相反，岩浆从周围地层中吸取水。上面介绍过的火山喷气中的水按氢氧同位素组分属外生水，且岩浆经过含地下水的岩层而上侵至地表后的喷气中，水含量较高。这证明岩浆可以从围岩中获得水份。

许多热液矿床流体包裹体的氢氧同位素组成，既不同于岩浆水，也不同于大气水，但在 δD–$\delta^{18}O$ 图上，它们大多处于大气水和岩浆水的连接线上，并偏向岩浆水一侧。因

此，它们常被认为是以岩浆水为主．我们认为这种流体包裹体很可能也是以天水为主，而不是以岩浆水为主。

漂塘-西华山钨矿床成矿流体都被认为是以岩浆水为主，我们就以该区为例，进行分析和讨论．对该区地表水、热液矿物及其流体包裹体和岩浆岩矿物等作了大量的氢、氧同位素测定和与测定矿物处于平衡状态的流体的氧同位比值的计算，把所得的岩浆水、地表水和热液的氢氧同位素值投于 $\delta D-\delta^{18}O$ 图（图 1-4-3）上．可以看出，三种水具有不同的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值，各有自己的分布区，它们构成一个带，热液处于大气水和岩浆水之间，靠近岩浆水．该矿区岩浆水的 $\delta^{18}O$ 为 9.4-11.0‰，比泰勒所定的岩浆水的 $\delta^{18}O$ 值（5.5-10‰）要高。大多数热液的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值落于泰勒所定的岩浆水域内．因此，得出了热液主要来自岩浆，属岩浆水．泰勒统计了大量岩浆水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的范围．但不是说每个岩体的岩浆水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值必须具有这么大的变化区间，也不是说在这个区间中的水就是岩浆水．该区岩浆水的 $\delta^{18}O$ 为 9.4—11.0‰，平均为 10.20‰。而张理刚的资料，热液的 $\delta^{18}O$ 为-3.7—6.9‰，平均为 3.33‰，远低于岩浆水，约低了 7‰，即使用岩浆水在较低温度时与岩浆岩再平衡后，$\delta^{18}O$ 可下降 3‰，这种岩浆水的 $\delta^{18}O$ 值仍比成矿热液的 $\delta^{18}O$ 高 4‰。因此，可得出热液不属岩浆水的结论。

表 3-1-1　部分矿床岩浆水和热液水 $\delta^{18}O$ 值（‰）对比

矿床	岩浆水	热液水
柿竹园钨矿	9.04-10.7	2.9-10.2（早期） 1.3-2.6（中期） -8.9— -6.3（晚期）
西华山钨矿	9.36-11.01	10.3（似伟晶岩） 6.6（钨锡铌石英脉） -6.8（石英脉）
德兴斑岩铜矿	6.2-8.02	1.36-6.09（高温钾化阶段） -2.62-4.56（中温硫化物阶段）
武山铜矿	5.71-6.12	-7.8-3.92（成矿期）

多数热液矿床的热液 $\delta^{18}O$ 值由早到晚逐渐降低，对此，国内外较普遍地用早期以岩浆水为主，后来大气水不断增加来解释．问题在于为什么大气水不参与早期热液呢？我们认为用大气水自始至终参与热液来解释可能更符合实际．但不同热液阶段参与的大气水有变化，早期以酸性地热水为主，$\delta^{18}O$ 值较高，中期地热水近中性，$\delta^{18}O$ 降低，晚期地下水或大气水直接参与，$\delta^{18}O$ 很低．这就是说构成热液的地下水随时间发生变化．热液的 $\delta^{18}O$ 由早到晚的降低不需用岩浆水混合来解释。

3.热液矿床的分布与地层或岩石含水性的关系

对热液水的来源有二种认识：内生和表生，若热液主要来自岩浆，则热液矿床的分布与围岩的含水性无密切的关系，若主要为表水，则矿床只能产于有含水层或含水岩石的部位。因此，热液矿床的发育程度必然与围岩的含水性有密切的关系。华南热液矿床的分布

是否与地层或岩石的含水性有关呢？为回答这个问题，我们对热液矿床的分布与岩石含水性的关系进行了统计．首先将岩石按含水性分成两大类：富水岩石——主要为沉积岩；贫水岩石——主要为火山岩和变质岩等．华南地区被分成十个不同的含水岩区（图3-1-1），其中五个为贫水岩区，它们主要由贫水的火山岩和变质岩等组成，富水岩石缺失或分布较少；五个为富水岩区，它们主要由透水含水的沉积岩构成。把大、中型钨、锡、钼、铜、铅、锌、汞、锑等热液矿床投到不同含水岩区图上，明显看出，富水岩区热液矿床发育，而贫水岩区不发育．最为有趣的是，长江中下游和淮阳地块二个地区相互紧邻，中生代岩浆活动相似，均有大量中酸性中小型岩体发育，但与岩浆有关的热液矿化截然不同．长江中下游的小侵入体常伴随大中型热液铁、铜、硫、金等矿床（矽卡岩型、斑岩型、砂岩型、层控型等），而淮阳地块区共有一百多个规模、岩性和时代与长江中下游相同的中小岩体，竟未发现一个中型规模的热液矿床．为什么会有这样大的差异呢？淮阳地块是由高级变质岩构成，以麻粒岩、片麻岩等为主，这些岩石不含水，也不透水，岩浆侵入后，结晶过程中即使能释放一些热液，但其量很少，不能形成热液矿床。因岩体围岩贫水或缺水，故不能形成地下水的循环体系，也不可能产生热液矿床。相反，在长江中下游地区，广泛分布各种透水含水地层，岩浆侵入后有可能形成循环地下水体系，产生热液，并形成矿床。

浙闽粤沿海火山岩带是一个整体，火山岩、侵入岩的发育程度、形成的时代、岩性等是相同的，但热液矿化差别很大．浙闽部分矿床很少，而粤东部分较多，这二个地区有何差异呢？粤东地区在中生代火山和岩浆活动之前，在T--J期间，广泛沉积了一套碎屑岩，由于它们透水和含水性好，在岩浆活动时，为热液的形成准备了足够的水。而浙闽地区缺失这套地层，故不利于热液矿床的形成。

表3-1-2　华南热液金属矿床分布统计表

类型	分区名称	面积		矿床数量（个）		矿床平均数/万平方公里		
		km^2	所占比例	大型	中型	大型	中型	合计
无水岩石区	淮阳地盾变质岩区	31700	3.6	0	0	0	0	0
贫水岩石区	江南古陆浅变质岩区	82400		2 (6)①	3 (6)	0.24 (0.73)	0.36 (0.73)	
	武夷山变质岩区	67060		0 (2)	0 (9)	0 (0.3)	0. (1.34)	
	云开大山变质岩区	26750		0	0 (3)	0	0 (1.12)	
	浙闽火山岩区	130500		0 (1)	2 (7)	0 (0.08)	0.15 (0.54)	
	总计或平均值	306700	34.6	2 (9)	5 (25)	0.07 (0.3)	0.17 (0.83)	0.24 (1.13)
富水岩石区	粤东沉积-火山岩区	23750		2	11	0.84	4.63	
	扬子地槽区	115600		13	36	1.13	3.12	
	赣南-粤北区	219440		26	74	1.18	3.29	
	湘南-桂东区	172100		10	27	0.58	1.57	
	南昌-宜春盆地区	16800		1	2	0.59	1.18	
	总计或平均值	547690	61.8	52	150	0.95	2.74	3.69

表名中的金属指W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn、Fe、Hg、Sb；加括号者为与成矿前沉积地层相邻矿床数

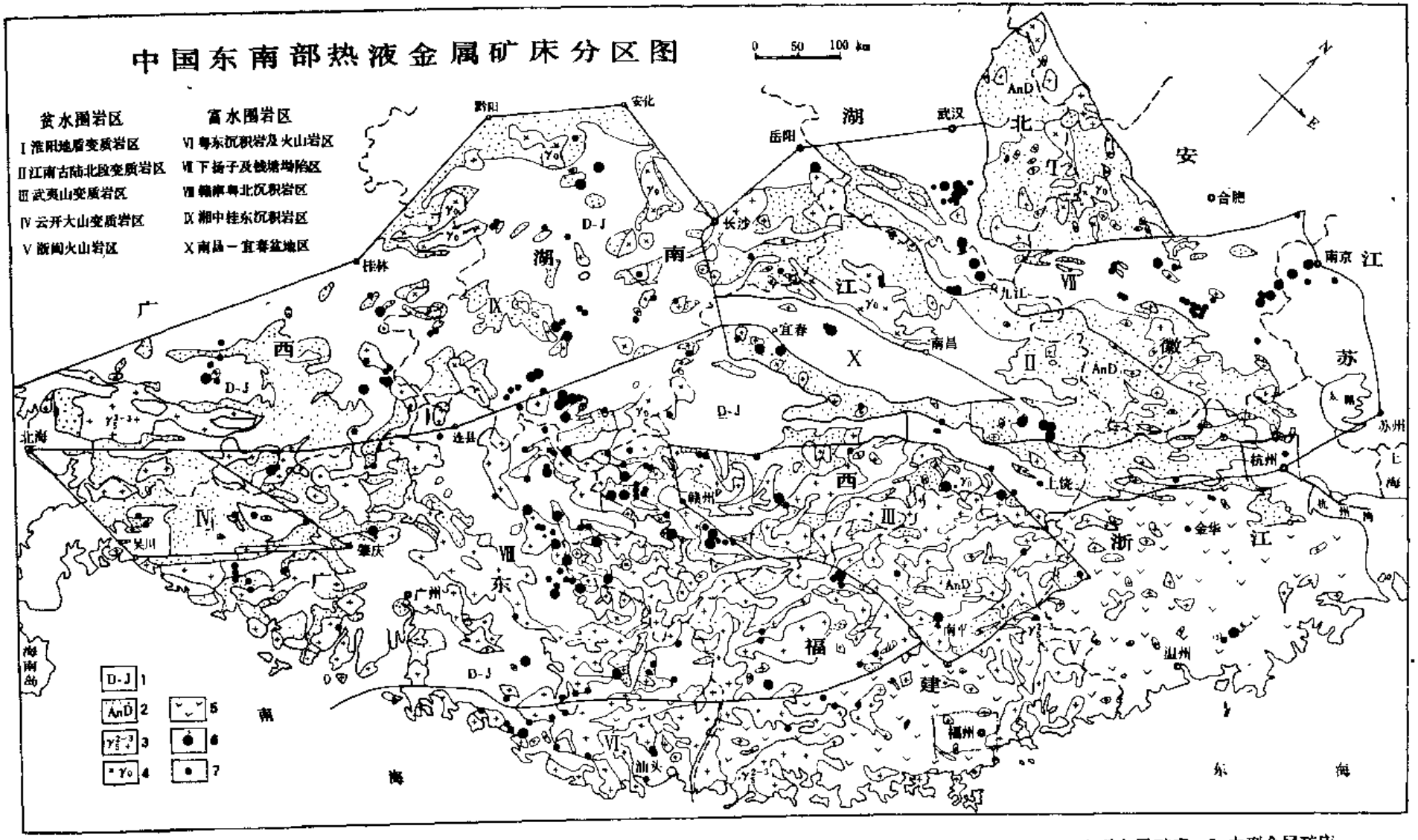


图 3-1-1　1-泥盆系及较新地层；2-前泥盆纪地层；3-燕山期及其后岩浆岩；4-前燕山期岩浆岩；5-火山岩；6-大型金属矿床；7-中型金属矿床

对不同含水区的面积和热液矿床数量进行了统计，结果是，贫水区大、中型热液矿床少，每万平方公里只有 0.3 个大型和 0.83 个中型矿床（表 3-1-2）即 1.13 个大中型矿床，其中大多数又分布在贫水岩区内的相对富水岩区（图 3-1-1）。若把这部分矿床扣除，则在 30 多万平方公里内仅有 2 个大型矿床和 5 个中型矿床，每万平方公里内只有 0.24 个大中型矿床。相反，在富水岩区，热液矿床发育，每万平方公里内大、中型矿床平均数分别为 0.95 和 2.74 个，合计 3.69 个，为贫水区的 15 倍。上述资料表明，热液矿床的分布和发育程度与地层和岩石的透水和含水性有密切的关系。岩浆侵入到贫水或无水围岩中，通常不形成热液矿床，而侵入到透水和富水地层中，常产生热液矿床。这表明热液的形成与地下水有关或热液主要由地下水构成。

（二）热液中的矿质

文献中有关热液中矿质来源的讨论，常常是根据矿体中主要成矿元素，伴生元素，微量元素和稀土元素含量特征和氧、硫、铅、碳、氢和锶等同位素特征进行推断，可靠的直接证据较少。这也是有关热液矿床成因长期争论的原因之一。根据前面典型热液矿床的研究，我们得出了矿质主要来自矿体周围岩石的结论。主要根据如下：

1.铁矿化与退色蚀变紧密伴生

我国主要的矽卡岩型和玢岩型铁矿床的矿体附近常伴有明显的较大规模的退色蚀变，未蚀变围岩铁含量较高，平均约 5-9.7%，经退色蚀变后铁含量显著下降，平均为 1.7-4.9%。原岩中的 38-64%的铁在蚀变过程中被析出，平均折出 3.38%。这些铁矿床中矿石的平均铁含量大多约为 40%，约 10 个单位体积的退色蚀变岩释放的铁，能形成一个单位体积的铁矿石。因此，退色蚀变岩的体积约为矿石体积十倍或稍多时，表明矿石中的铁全由蚀变退色岩提供。许多铁矿床中退色蚀变岩的规模远大于矿体，有的矿床中前者的规模为后者的几十倍。

铁矿体与退色蚀变岩的这种密切的伴生关系，使各种热液成因观点（包括岩浆热液观点）都得出了退色蚀变岩为成矿提供了铁质的结论。

热液黄铁矿化也伴有类似的退色蚀变，如武山铜—黄铁矿矿床周围的暗紫色和黄绿色砂岩在近矿部位均有退色现象，每立方公里退色砂岩析出的铁能形成 1 亿多吨的黄铁矿石（表 1-2-11）。由此可知，黄铁矿矿床中的铁主要来自围岩。

2.围岩岩性与热液生成物的关系

热液生成物主要包括自由空间的沉淀物，如脉体，和与热液发生反应的岩石——蚀变或交代岩。热液脉与围岩岩性的密切关系是众所周知的，灰岩和大理岩中有大量互不相连、断断续续的碳酸盐脉，硅质岩石中常常发现石英脉。这些脉体的物质来自围岩是公认的。但当石英脉产于花岗岩中及其周围，则硅质就被认为来自岩浆热液。岩体附近的脉体物质是否与围岩岩性有关呢？由于多数成矿金属元素等在岩石中的含量很微，无法判断，幸运的是主要钨矿物都含造岩元素，白钨矿（$CaWO_4$）含钙，黑钨矿〔（Fe、Mn）WO_4〕含铁。根据钨矿床的主要工业矿物是否与围岩成分有关，就可了解热液物质的来源。我国钨矿床数量之多，规模之大，类型之全著称于世，白钨矿型和黑钨矿型以及它们的混合型均有分布。综合已有资料看出，白钨矿型钨矿床总是与富钙岩石伴生，特别是与碳酸盐岩

有关，而黑钨矿型矿床总是与含铁岩石伴生。这在混合类型中也有明显表现，如在瑶岗仙钨矿床中，在灰岩（D_{2+3}）和砂岩（D_2）的介面上发育矽卡岩型的白钨矿，在灰岩和花岗岩之间砂岩中，靠近灰岩处发育含白钨矿的石英细网脉型矿体，而在花岗岩中和远离灰岩的碎屑岩中发育黑钨矿石英脉（图 3-1-2）。这表明，主要钨矿物产出受围岩成分或围岩的铁和钙含量控制。也就是说钨矿物中的铁和钙来自围岩或热液物质来自围岩。

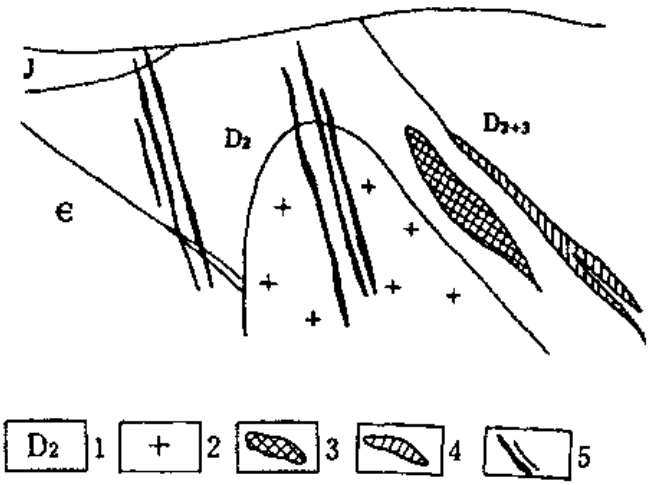


图 3-1-2　瑶岗仙钨矿床矿化类型及产出部位示意图

1—地层时代；2—花岗岩；3—网脉型；4—矽卡岩型；5—大脉型

3.钙镁质岩石的存在是形成矽卡岩的必要条件

矽卡岩是重要的热液生成物之一。常产于侵入体的接触带中，其长度和延深与热液脉相当，而厚度可远大于热液脉，为热液脉的几倍至近百倍。因此，矽卡岩体的体积常大于或远大于热液脉体的体积，小规模的热液生成物的物质来源似乎难于确定，而规模巨大的热液生成物的物质来源相对较易确定。矽卡岩的产出明显受围岩岩性的控制。侵入体的接触带上并不是都有矽卡岩，只有当侵入体与碳酸盐地层或高钙镁的火山岩等接触时才可能生成。矽卡岩的主要造岩元素硅、铝、钙和镁的含量总是二种接触岩石的中间过渡值。矽卡岩生成的基本条件表明，矽卡岩受二种接触岩石成分控制。若二种岩石的平均成分接近于矽卡岩，或二种岩石含有较多的矽卡岩成分，则这种接触带就具备了生成矽卡岩的条件。矽卡岩的双交代理论认为，在热液作用下，碳酸盐地层中的钙、镁向贫钙镁成分的岩体方向迁移，而花岗岩中的硅、铝向贫硅、铝的碳酸盐岩方向迁移，在接触带上热液中的钙、镁和硅、铝结合，形成矽卡岩。这种双交代理论是符合实际的，得到了公认。双交代理论实际上强调了矽卡岩的主要组分来自附近的岩石，不管初始热液属何种成因。

矽卡岩类型严格受碳酸盐岩成分控制进一步证实了矽卡岩物质来自围岩。矽卡岩可分为钙质、镁质和钙镁质三类。当花岗岩与贫镁（MgO 含量通常小于 2%）（赵一鸣等，1978）灰岩接触时，总是生成钙矽卡岩，与白云岩接触时生成镁矽卡岩，与白云质灰岩接触时生成镁钙矽卡岩。有时，与花岗岩接触的碳酸盐层中既有白云岩，又有灰岩，则在灰岩的接触带上出现钙矽卡岩，而在白云岩接触带上形成镁矽卡岩。如广东尖山矽卡岩铁矿床，

4.围绕矿体分布的成矿元素降低场

热液生成物中主要造岩元素来自围岩的问题，已由上述事实和资料证实或阐明，但地壳中丰度较低的成矿金属元素是否来自围岩呢？前面对典型矿床研究证明，德兴斑岩铜矿床，武山-城门山矽卡岩型铜矿床、黑龙江多宝山斑岩铜矿床，柿竹园矽卡岩型钨锡钼铋矿床，漂塘-西华山钨矿床、驼背山锑矿床等均在矿体周围有成矿元素降低场存在。成矿

元素含量下降幅度大，降低场的规模大，粗略计算，降低场中岩石所释放的成矿元素数量与矿床的储量接近。上述资料表明，这些矿床的成矿金属元素主要也来自围岩（包括岩浆岩）。

成矿元素降低场一般出现在成矿元素含量较高或偏高的地层和岩石中，如湘南和赣南等寒武纪和前寒武纪碎屑岩的钨含量为 5–7ppm，锡含量为 5–8ppm，平均为克拉克值的 3–4 倍。德兴、武山和多宝山地区地层和岩石的铜含量为 50–120ppm，也明显高于克拉克值 30–63ppm。所以，热液矿床的分布常常受成矿元素含量较高和偏高的层位或地质体控制。

5.热液产物中的大量地下水特征组分（钙、铁和硫酸根等）

热液沉淀物中常见方解石、萤石和石膏等富钙矿物，有时成为矿脉中的主要矿物，在蚀变围岩中也有碳酸盐化、萤石化、石膏化等钙化蚀变。由此可知，热液产物中普遍含钙，有时其量相当可观，这表明热液是富钙的。世界上许多热液矿床矿物的流体包裹体成分分析的结果证明，许多热液是富钙的（表 3–1–3）。富钙溶液只能在富钙岩石中形成。

表 3–1–3　中国、苏联、美国部分热液矿床液体包裹体中阳离子数百分比

国家	矿床名称	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
中国	柿竹园钨矿	6	30	62	2
	西华山钨矿	10	23	58	9
	漂矿钨矿	23	53	23	1
	木梓园钨矿	3	40	49	8
	黄沙钨矿	12	12	74	2
	大吉山钨矿	24	52	18	6
	黄沙坪铅锌矿	8	10	68	14
	德兴斑岩铜矿	46	32	7	15
	武山矽卡岩铜矿	10	48	41	1
	多宝山斑岩铜矿	9	82	2	7
苏联	塔克风稀有金属矿	1	4	59	36
	菲良诺夫斯克多金属矿	1	29	62	8
	卡明斯克多金属矿	14	34	47	5
	博古丘尔贝克冰州石矿	23	8	61	8
	阿克塔斯水晶矿	10	31	36	23
美国	俄克拉何马州铅锌矿	2	80	15	3
范围		1–46	4–80	2–74	1–36
平均值		12.6	35.5	42.6	9.3

如碳酸盐地层中常发育岩溶现象，岩溶地下水又生成石笋、石钟乳等。地下水溶解碳酸盐成为富碳酸盐的溶液，这种溶液在一定的条件下又沉淀碳酸盐。而且碳酸盐的溶解度随温度升高而显著降低，所以，高温热液几乎不含碳酸盐。富含碳酸盐的热液只能由常温和低温热液演化而成。热液产物中另一个主要元素是铁，它不仅存在于所有热液矿床中，而且

有时构成规模很大的矿床和交代岩，如矽卡岩型磁铁矿床，热液黄铁矿床和由含铁矿物构成的矽卡岩体。这些热液铁矿床和矽卡岩常常与含铁量最低的岩浆岩——花岗岩类伴生。按鲍温的结晶系列，由岩浆中首先结晶的是 Mg、Fe、Ca 硅酸盐矿物、然后为 K、Na 硅酸盐矿物和石英。因此，岩浆结晶分异不可能形成富钙、富铁的热液。它们是由酸性溶液与含铁、钙岩石作用所形成。有些地下水出口处形成大片红色石灰华，就是含钙和含铁地下水存在的证据。

热液产物中都含硫，而硫呈多种形式产出，为硫化物、硫酸盐、自然硫和 H_2S 等。在地壳深部的高温缺氧的还原环境中，硫呈 H_2S 和 SO_2 存在，而不可能存在硫酸根。硫酸根是在近地表氧化环境中生成，通常是由硫化物氧化而成。综上所述，热液产物中富钙、铁和硫酸根等，而这些元素和组分是浅部地下水或热卤水的特征组成。

（三）热液的热量

形成热液需要有热源，已知的热源有岩浆、深部地热、地幔热流、变质作用和构造运动等。我们重点讨论的是与岩浆岩伴生的热液矿床，所以热液的热源应是岩浆或热的岩浆岩。与岩浆岩伴生的热液矿床形成的热源是直接来自伴生的岩体，还是来自深部的岩浆房或隐伏岩基呢？不同岩浆所引起的热现象是有差异的，因此，根据热现象可以推断热事件的热源。

1.岩体规模与矽卡岩的关系

大多数矽卡岩发育于岩浆岩与碳酸盐层的接触带上，这种接触带上是否有矽卡岩出现与岩体规模有密切的关系。小岩体（出露面积小于 $0.1km^2$）的接触带上通常没有矽卡岩，较小岩体（出露面积 $0.1–0.5km^2$）的接触带上可能有矽卡岩，但其规模不大，中小岩体（出露面积 $0.5–2km^2$）的接触带上可以生成相当规模的矽卡岩，中等规模岩体（面积大于 $2km^2$）不仅可能在接触带上形成较大规模的矽卡岩，而且在岩体附近灰岩和碎屑岩的界面上也能生成较大规模的矽卡岩。规模相近的小岩体接触带上矽卡岩的生成受岩体形态控制，近于等轴状岩体接触带发育矽卡岩，而脉状岩墙的接触带上缺失矽卡岩。九江城门山花岗闪长斑岩体呈蝌蚪状，由等轴状的主岩体与脉状的分枝岩体构成，在主岩体的接触带上发育矽卡岩，而在脉状分枝岩体的接触带上无矽卡岩出现。

2.岩体规模与蚀变的关系

伴有热液活动的岩浆作用表现出岩体与蚀变密切相关。这对斑岩型矿化的岩体最为特征。斑岩体都伴有面型带状分布的蚀变带，中心为斑岩蚀变带，外围为围岩蚀变带，围岩蚀变带的宽度约为岩体直径的 1／2—2 倍。反映出蚀变带的宽度与岩体的规模有关。

3.岩体规模与热液矿化的范围

与岩浆活动有关的热液矿脉既可产于岩体中，也可产于接触带上，还可产于岩体之外。产于围岩中的热液矿化离岩体的距离一般不大，如九江地区城门山和武山铜矿床中产于五通组砂岩与石炭纪灰岩之间的含铜黄铁矿体以斑岩体为中心，近于对称分布，近岩体处矿体厚度大，以含铜黄铁矿为主，随远离岩体，矿体厚度变薄，在近尖灭部位，铅锌矿增多，这种矿体离岩体的最远水平距离大致接近于岩体的直径，约 800m，在湖南东坡矿田，热液矿化离岩体距离可达 3km，也接近于岩体的直径。

4.矿化和蚀变的分带

热液矿床重要的特征是矿化和蚀变具有分带性，常以岩体为中心，由深向浅，由内向外，依次出现不同的矿化类型，不同的矿种组合和不同的蚀变带．一般在岩体中或近岩体处为高温或中高温型，如云英岩型、斑岩型、矽岩型和矽卡岩型 Fe、W、Sn、Mo、Cu 等矿化和云英岩化、钠长石化、钾化、矽卡岩化等蚀变；外接触带为中温型矿化和蚀变，以各类脉型 Cu、Pb、Zn 等矿化为主，蚀变主要为绢云母化、绿泥石化和硅化等；远离岩体处以低温的脉型和蚀变带型 Hg、Sb、Au、Ag 和 Pb、Zn 矿化为主，蚀变为弱硅化、绢云母化和碳酸盐化等．这种矿化和蚀变分带，实际上是温度分带．总的趋势是由岩体向外，矿化和蚀变的温度逐渐降低．矿化并非处于最高温度区．如在斑岩铜矿的矿化蚀变分带系列中，温度最高的热液活动是处于斑岩体中心的钾化带，但该带通常并不是工业矿体．在矽岩铁矿的矿化蚀变系列中，矿化主要集中于 300℃–450℃的带内，而较高温度（>450℃）和较低温度带内基本上没有矿化．由图（图 1–5–3）可见，随深度加大，热液温度增高，深部磁铁矿形成温度已达 600℃，深部不远处应有热体存在，钻探证明深部确有岩浆岩体．浅部的温度梯度带是由深部岩体引起的，因此，形成矿化和蚀变热液的热源是深部岩体．矿化和蚀变温度呈环状围绕岩体分布且温度梯度随远离岩体而降低的现象在许多热液矿床中存在，如湖南黄沙坪铅锌矿（图 1–3–4），柿竹园钨锡矿等．这一事实表明，矿化和蚀变温度受岩体的热梯度控制．岩体或岩浆是成矿热液的热源．

综上所述，热液产物——矽卡岩、蚀变、矿化的规模和它们离岩体的距离都与岩体的大小有关，即热液产物的生成受岩浆体总热量控制，岩体规模愈大、总热量愈大，能形成的热液产物愈多，所以，热液的热量主要直接来自浅部的岩浆或岩体，而不是来自深部岩浆房，因为，面型蚀变体只发育在浅部，如德兴矿田面型蚀变带的垂深约 300m．再往深部就消失或只有零星分布．当然，浅部岩浆和深部岩浆房可能有热联系，深部岩浆为浅部岩浆提供一定热量，但对形成热液来说深部岩浆看来不是主要的直接热源．

四、成矿条件和成矿机理

热液矿床成因长期争论的重要原因是热液成矿作用的复杂性．虽在热液矿床成矿温度范围上没有分歧，但对热液来源，热液中成矿物质等来源，成矿元素的迁移形式，热液的性质（包括成分和物理化学状态，如酸碱度和氧化还原电位等）在整个过程中的演化均有不同的认识，所以，查明成矿机理是解决成因争议的基本途径，下面就成矿机理问题进行讨论．

（一）热液产生的时间和地点

与岩浆有关的热液按生成时间可分为三类：岩浆结晶期前，结晶期，结晶期后．按来源分为二类：岩浆的和非岩浆的．大量有关岩浆含水性及结晶的实验资料和计算证实，不存在结晶期后热液（即岩浆期后残余溶液），但可能有岩浆结晶期前和结晶期的热液产生，同样也可能有非岩浆来源的热液生成．如何确定与岩浆有关热液的来源呢？前面已有

讨论，这里仅从岩浆的含水性及其结晶产物所得结果作些补充。岩浆的上升能力与含水性成反比，水饱和岩浆只能就地固结，水不饱和岩浆可上升一定高度，无水或贫水岩浆可喷出地表或侵入浅部。与热液矿床伴生的岩浆岩大多属浅成或中浅成，故这类岩浆属贫水或少水型。岩浆的结晶产物和矿物的结晶顺序与含水性有关，在含水量＞2.0%的岩浆中，角闪石最先结晶，黑云母的结晶早于石英和钾长石，而在贫水岩浆中含水矿物角闪石和黑云母不出现，或晶出时间晚于长石和石英。大多数与热液矿床有关的岩浆岩具有贫水岩浆结晶的特征，即长石和石英等首先呈斑晶出现，特别是斑岩。这种贫水岩浆结晶过程或不释放水，或释放的水量很少，不超过1%。而与热液矿床有关的岩体大多属小岩体，体积很小，一般为几—几十立方公里，因此，在结晶时释放的水量很少，小于3km^3，不可能成为热液水的主要来源。武山铜矿床中花岗闪长斑岩的结晶产物表明，岩浆为缺水型，即岩浆的原始水含量低于其结晶岩石的水含量。武山花岗闪长斑岩主体含黑云母，但其边缘少斑或无斑，含较多的辉石(照片22)，这种边缘相具岩浆结晶特征，并非交代岩。而花岗闪长岩中辉石的出现也限于缺水岩浆。也就是说形成武山岩体的岩浆是缺水的，其结晶过程中不能释放水，相反还可能从围岩中吸取一部分水。所以，热液水主要来自地下水。热液出现的时间是在岩浆侵位后，形成地点在岩体附近。热液活动延续的时间决定于岩体的规模和岩浆侵入的次数，当岩体温度低于热液成矿最低温度时，热液成矿作用就结束了。

(二) 热液活动过程中元素的活化、迁移和沉淀

当岩浆侵入到近地表的浅部时，由于迅速向外释热和释放挥发组分，岩体附近围岩的温度和压力等均可发生急剧的变化，围岩的最高温度可接近岩体，压力可超过上复地层的静压，这样，在岩体周围的围岩中形成了以岩体为中心，向外急剧下降的温度梯度带和压力梯度带随时间而变化，开始，当岩浆的侵入和结晶时，岩体周围岩石温度和压力急剧增高，导致热液的形成，后来，当岩浆固结和冷却时，温度和压力的下降促使矿质沉淀。

大多数矿物的溶解度随温度升高而增大，如锡石在不同介质中的溶解度，从25–60℃升到250–400℃，约增大10–200倍（表3–1–4）。方铅矿和闪锌矿等在含NaCl溶液中的溶解度随温度升高，特别是在250–350℃区间，溶液中的Pb、Zn含量急剧增高。因此，岩浆活动过程中产生的热液能够使岩石中的热液特征元素活化。在热变质和热液交代过程中，造岩矿物中含的锡比锡石中的锡易于活化和进入溶液。同样，铁矿物和含铁矿物中的铁在热事件或热液过程中活化程度明显不同，当岩浆侵入于沉积铁矿层中时，赤铁矿在热作用下可变为磁铁矿，但矿体的厚度和品位基本保持不变，如祁东铁矿、黄草梁铁矿和邓阜仙岩体附近的宁乡式铁矿（季克俭、吴学汉，1982)，其中有的岩体伴有热液活动，形成大型热液矿床。与铁矿物明显不同的是，含铁矿物在热液过程中很易释放铁，如马坑铁矿辉绿岩的退色去铁蚀变，宁芜玢岩铁矿伴有辉石闪长玢岩的退色去铁蚀变和北洛峡矽卡岩铁矿的闪长岩的退色去铁蚀变。以上资料表明，在热事件中岩石发生重结晶或被交代时，被置换元素、杂质元素大部分释放和进入溶液。因此，岩石中的微量元素较易被热液活化。这种热液的成矿元素含量是很高的，如红海大西洋深渊深部热卤水的铁、锰含量比其上部海水高5个数量级，锌含量高3个数量级，铜、铅含量高2个数量级，硅含量高一个数量级（表3–1–5)。所以，由岩浆侵入受热而产生的高温热液不仅可使岩石中的热液

特征元素活化，而且使这些元素的含量急剧升高．含量增高不是以倍数计，而是以数量级计，可达 5 个数量级．这种高矿化度的热液在物理化学条件稍有变化时，能沉淀出大量物质，包括金属元素．

表 3-1-4　锡石在不同介质和温度条件的溶解度实验结果

介质	温度（℃）	溶解度（mg/l）	高温溶解度/常温溶解度
H_2O	25	0.00003	30
	60	0.0004	
	200	0.0005	
	250	0.0008	
	300	0.0009	
	350	0.0007	
NaCl+ H_2O	60	<0.0004	>6
	250	0.0026	
	350	0.0018	
KF+ H_2O	25	<0.0009	>183
	250	<0.0047	
	300	0.0085	
	400	0.1650	

引自南岭矿床专题报告

表 3-1-5　红海热卤水和海水金属元素含量（ppm）对比表

元素	深部热卤水	正常海水
Fe	81.0	10^{-3}
Mn	82.0	10^{-3}
Zn	5.4	10^{-3}
Cu	0.26	10^{-3}
Pb	0.63	10^{-3}
Si	59.0	6.0

（三）热液元素活化的范围

由岩浆热产生的热液能使岩石中的大多数元素活化，但这种活化区的范围有多大呢？典型矿床研究资料表明，成矿元素降低场（图 1-1-1，1-2-2，1-3-1 等）、岩体围岩同位素年龄变小（图 1-1-10）、全岩的碳和氧同位素改变（图 1-1-7）、接触变质及热液蚀变带的外界离岩体约 1-5km．即由岩浆加热而成的热液可使离岩体 1-5km 以内岩石与热液作用，岩石中的成矿元素等可被活化。

除成矿元素降低场外，其它方面的类似研究，国外均有报导。如埃尔多拉岩株围岩中黑云母的 Rb-Sr 和 K-Ar 年龄值都变小，愈近岩体，年龄值愈小，离岩体距离约一万英尺的黑云母年龄趋于稳定，这说明，由岩浆引起的热事件影响范围较大，波及到离岩体约 3km 的岩石。

波希米亚矿区岩石氧同位素研究表明，离岩体 4-6km 以内岩石的氧同位素值均发生

变化，围绕岩体形成环状的 $\delta^{18}O$ 等值线，愈近岩体 $\delta^{18}O$ 愈小（图 3-1-3）。波希米亚矿区与德兴矿田很相似，岩体呈串珠状排列，小岩枝的直径约为 0.5-2km，岩体外围有数百米宽的接触变质带，青磐岩化带的范围较大，离岩体距离可达 1-3km，其外 2-3km 的围岩虽无明显的热液蚀变，但 $\delta^{18}O$ 明显变小。

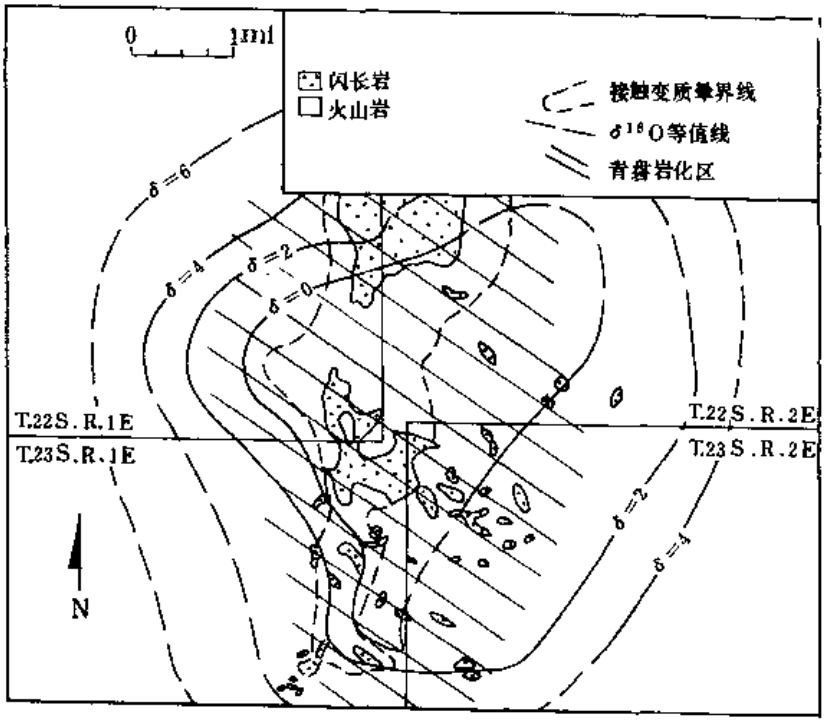


图 3-1-3　波希米亚矿区岩体周围岩石的 $\delta^{18}O$ 等值线图

（根据泰勒（1971）修改）

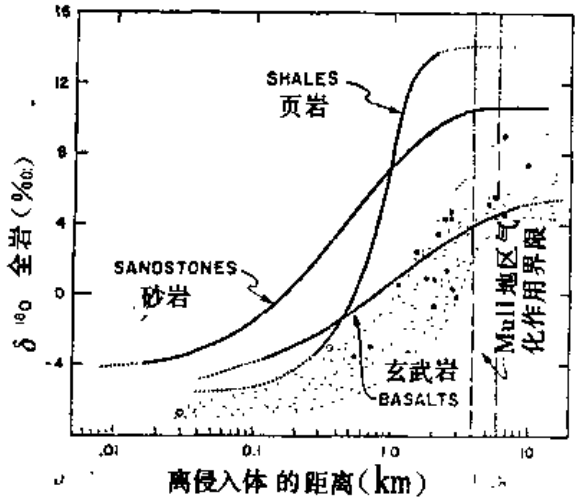


图 3-1-4　不同围岩的 $\delta^{18}O$ 变化与离岩体距离关系曲线（据泰勒，1977）

侵入体周围不同岩性围岩均因热液作用发生 $\delta^{18}O$ 变小，但 $\delta^{18}O$ 变小岩石的范围与岩石的透水性有关，透水性很差的页岩的 $\delta^{18}O$ 变小限于离岩体 2km 内，而透水性较好的砂岩达 5km，玄武岩可达 8km（图 3-1-4）。

上述资料表明，由岩浆加热而成的热液与较大范围的岩石作用，直径为 0.5-2km 岩枝所产生的热液能使离岩体约 5km 岩石的金属元素被活化，岩石的 $\delta^{18}O$ 和同位素年龄等发生明显变化。与热液发生明显作用岩石的面积通常为岩体面积的几十倍。

(四) 形成热液矿床所需的水量

形成矿床所需的水量主要决定于矿床的金属储量和热液中的金属含量．热液金属矿床常以硫化物为主，特别是贱金属．若它们以硫化物形式迁移，则因硫化物的溶解度极小，因此，形成矿床所需水量极大．铜、铅、锌的硫化物的溶解度(mol／l)分别为 2×10^{-9}、3×10^{-15} 和 2.8×10^{-13}，由这种溶解度的热液形成一吨金属的矿石所需水量分别为 2×10^{7}、1×10^{13} 和 3×10^{11} 吨热液．若矿床的金属储量均为 100 万吨，则分别需热液 2×10^{13}、1×10^{19} 和 3×10^{17} 吨．也就是说，形成 100 万吨铜金属热液矿床需 2 万 km^3 的水，铅矿床—100 亿 km^3 水，锌矿床—1 亿 km^3 水。形成一般热液矿床所需水量如此之大，其体积比与成矿有关的小岩枝要大成千上万，以至成亿倍．用岩浆分异和由岩浆加热都无法解释．所以，热液中金属呈硫化物搬运的可能性很小．按正在成矿的红海大西洋深渊 II 号现代成矿热液金属含量计算，形成百万吨铜、铅、锌矿床所需水量分别为 385×10^{10} 吨(或 $3850km^3$)，2×10^{10} 吨 ($20km^3$) 和 159×10^{10} 吨 ($1590km^3$)．现代成矿热液中金属含量虽远高于同种金属硫化物的含量．但形成一般大型热液矿床所需水量仍很大，其体积大大超过岩体的体积．因此，不论用岩浆分异来源或由岩浆加热而成来解释都是困难的。

(五) 岩浆结晶分异的释水量和岩浆热可能生成的热液量

如前所述，热液矿床主要与高侵位的浅成和中浅成侵入岩有关，形成这种侵入体的岩浆属贫水或少水型，水含量一般小于 3%．而与热液矿床有关的岩体以小型和中小型为主，如华南地区大中型钨矿床大多与出露面积为 $<1-10km^2$ 的岩体有关 (图 3-1-5)．若把岩体看作等轴体，则其体积为 $<1-30km^3$。实际上除存在近于等轴状岩体外，还常见岩柱，其延深度较大．若以延深度比岩体水平截面直径大三倍，则岩体的体积可能达 $100km^3$。

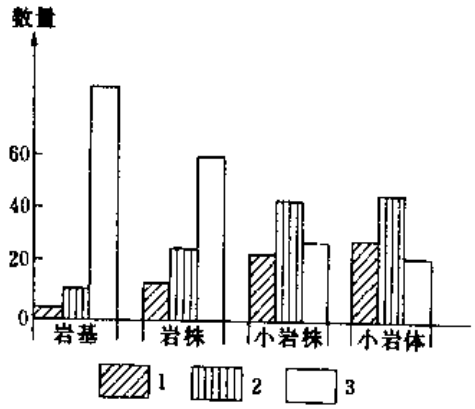


图 3-1-5 华南地区花岗岩体规模与钨矿床规模的数量关系
(据南京大学地质系)
1-大型矿床；2-中型矿床；3-小型矿床；
岩基 > $100km^2$；岩株、小岩株 $1-10km^2$；
小岩体 $<1km^2$

如热液由岩浆结晶分异产生，少水岩浆（水含量为3%）能释放2%水，则岩浆全部固结，可产生5.2km^3（100×2%×2.6）的热液水。由此可见，岩浆热液的量仅为成矿所需水量的1／50—1／750。因此，即使有岩浆水存在，其量是很微的，不可能成为热液的主要来源。

100km^{3}岩浆结晶冷却释放的热量能加热成多少km^{3}的水呢？岩浆固结和冷却过程中主要释放三种热：结晶热、表面能和冷却热。结晶热约70卡／克。若岩浆结晶处的围岩温度为50℃，生成热液温度为250℃，则每克岩浆的结晶热可加热0.3克的热液〔70÷(250−50) ≈0.3〕。设岩浆温度为850℃，岩浆岩冷却到围岩温度，则每克释放(850−50) ×0.25＝200卡，其可加热温度250℃的热液量为200÷200÷1＝1克。由此可见，1克岩浆的结晶和冷却可加热产生约1.3克的热液，或一个单位体积岩浆可产生约3个单位体积的热液，100km^{3}岩浆可产生约300km^{3}热液。由此可见由同一体积岩浆加热面成的热液量约为结晶分异热液量的60倍。所以，被岩浆加热而成的热液是成矿热液的主体。

很多大型热液金属矿床常与出露面积小于1km^{2}的岩体伴生，特别是斑岩型矿床，如玉龙斑岩铜矿、德兴斑岩铜矿、城门山斑岩铜钼矿、武山矽卡岩铜矿等。由于斑岩体规模小，热量有限，不可能产生大量热液。虽然有些小斑岩体的深部存在较大的隐伏岩体，但并非所有斑岩体深部都有隐伏大岩体。这就是说，某些小斑岩体伴生大型热液矿床，即少量热液可产生大量矿石。金属依靠热液流动来搬运的理论难于解释这类矿床的形成。

（六）溶液中元素的温差迁移效应

热液中元素的迁移通常被归因于热液的流动。热液体系内或相对静止的热液中是否存在元素的迁移呢？回答是肯定的。如把少量食盐放入一杯水中，经过一定时间后，变成一杯均匀的氯化钠溶液。这是氯化钠在水中溶解和扩散的结果。在相同条件下的溶液，其浓度是相同的。自然界中的热液体系规模大，不同部位的热液可能具有不同的外界条件。同一溶液在不同条件下，浓度是否有差异，是否发生元素的迁移。为此，我们作了氯化钠溶液中Cu^+、Na^+的温差迁移实验。

实验装置为由连通器连通的两个试管，注入去离子水溶液，含NaCl 20%，含Cu^+约9mg／ml，液面高于连通器。然后用水蒸气加热其中的一个试管，温度为92—93℃，加热时间为200小时，另一试管温度随室温变化，温度范围为11—21℃。在冷、热两个试管中各取6个样，分别测定其中的Cu^+、Na^+量（表3−1−6）。由表可见，冷端和热端溶液的浓度是有明显差异。热端溶液的Na^+含量（%）范围为6.952−7.008，平均为6.983，冷端的Na^+含量为7.018−7.092，平均为7.045。冷端的Na^+含量比热端高0.062%，溶液中的铜离子的差异与钠离子相似，但明显程度不如钠离子，热端Cu^{++}浓度（mg／g）为8.648−8.667，平均为8.6555，冷端为8.659−8.677，平均为8.6638，冷端比热端高0.0083mg／g。

实验结果表明：1.同一容器中均匀的溶液，当不同部位存在温度差异时，会发生变化，溶液的浓度由均一变为不均一；2.钠、铜等离子浓度都是在低温部分相对增高，在高温部位相对降低。也就是钠、铜等离子从高温部位向低温部位迁移。

表 3-1-6 同一溶液不同温度处钠、铜含量表

样号	Na^+ (%)		Cu^{2+} (mg/g)	
	热端	冷端	热端	冷端
1	7.008	7.018	8.653	8.660
2	6.974	7.040	8.660	8.666
3	6.982	7.092	8.648	8.660
4	6.952	7.035	8.667	8.661
5	6.993	7.064	8.648	8.659
6	6.984	7.022	8.657	8.677
平均	6.983 ± 0.020	7.045 ± 0.029	8.6555 ± 0.0084	8.6638 ± 0.0078

溶液中由于温度差异引起元素迁移，化学上称之为索列（Soret）效应。温度变化可使溶液中的元素发生迁移，其它物理化学条件的改变也可使溶液中的元素发生迁移。如压力和电位的变化等。

溶液中元素的温差迁移效应、压差迁移效应等对热液成矿作用有重要意义。因为，自然界的热液体系具有较大的规模、水平和垂直方向均以公里计，它们常以岩体为中心，温度和压力都是由中心向外和由深部向浅部逐渐降低，形成特有的温度梯度和压力梯度。热液体系中温压梯度的存在能导致或促进成矿物质的迁移和富集。物理化学条件差异引起热液中成矿物质迁移的效应能解释热液矿化基本现象，如热液矿床大多产于中小侵入体的附近或其上部，特别是斑岩型矿床。侵入体之上对于侵入体，岩体的上部对于中深部，都是相对的低温和低压区。根据温差效应，低温区的成矿物质浓度高于高温区，即低温区成矿物质浓度先于高温区达到饱和，故热液矿质的沉淀不是开始于最高温区而是次高温区。根据压差效应，低压区导致较多低盐度水气的释放，并产生高盐度高矿化度的热液，这是热液成矿的重要条件。热液的温差和压差效应证明成矿作用主要发生于相对低温和低压的部位。这就是热液矿床产于侵入体附近围岩中、接触带上和侵入体上部的基本原因。

根据传统的热液成矿理论，即用热液流动搬运成矿物质来计算形成热液矿床所需的热量，多数大中型热液矿床的形成热量大于或远大于与矿床伴生岩体在结晶和冷却过程中可能释放的热量。从热量方面考虑热液矿床的形成，有如下两种可能：1.除已知岩体结晶和冷却提供的热量外，还有其它来源的热能。除部分矿床深部有较大的隐伏岩体外，对多数矿床来说，还未发现补充热源的证据。2.成矿物质的搬运不全靠热液流动。即在相对静止的热液体系内成矿元素也可发生迁移。如上述实验证明的因温差发生的元素迁移。此外，压差、电位差等均可引起元素迁移。而在热液体系中这种温差、压差和电位差等都是明显存在的。

（七）岩浆定位环境及其对围岩热状态的影响。

为了解岩浆侵入不同含水性地层中岩浆冷却和围岩受热的情况，我们作了模拟实验。

表 3-1-7　高温热管周围干砂和湿砂热状态对比

横列 / 纵行		干砂						湿砂（含水 5.0%）					
		6	5	4	3	2	1	6	5	4	3	2	1
18	A	60	70	65	80	80		45	45	50	50	60	
	B	4	4	4	5	4		2	2	2	1	1	
	C	180	240	240	300	300		65	65	65	65	80	
14	A	26	28	30	30	50	90	16	16	18	22	32	60
	B	7	7	7	6	5	3	6	6	5	4	3	2
	C	80	90	90	120	240	240	38	38	38	46	65	120
11	A	8	10	10	16	32	55	6	6	6	8	18	32
	B	26	23	20	13	6	4	21	20	17	12	5	3
	C	36	36	40	60	90	240	22	24	24	32	38	70
9	A	4	4	4	12	28	50	2	2	2	6	16	30
	B	114	95	61	24	9	4	76	54	37	20	8	5
	C	20	22	26	45	90	120	20	20	20	26	28	55
8	A			4	10	22	50			2	6	12	24
	B			102	31	11	6			64	24	10	5
	C			22	38	70	240			22	24	36	70
6	A			3	8	20	50			1	4	14	28
	B			135	49	14	5			94	33	12	5
	C			20	36	70	120			20	22	38	65
4	A			3	6	22	45			2	4	12	26
	B			156	51	15	6			91	34	14	5
	C			20	38	80	120			22	24	40	65
2	A			3	6	20	50			2	4	12	28
	B			155	49	15	5			85	35	13	6
	C			20	38	70	120			22	22	36	80

注：A—开始增温时间（分）；B—最大增温值（℃）；C—达到最高温度的时间（分）

在一个木箱中，安装一个电加热的热管，其中央为电铬铁蕊，由内向外依次为瓷管、石英管和铜管。经加热后测定，铜管表面的温度基本上是一致的。在木箱内先后分别装入干砂和湿砂（含水 5%），通电加热和断电后测定热体周围不同位置的温度（图 3-1-6）。按热管的体积，计算出相同体积岩浆结晶和冷却放出的总热量，并换算成电功率，求出加热时

间为 17 分钟，实验（表 3-1-7）表明，虽然热体具有相同的热量，但在干砂和湿砂中具有明显差异的热状态：

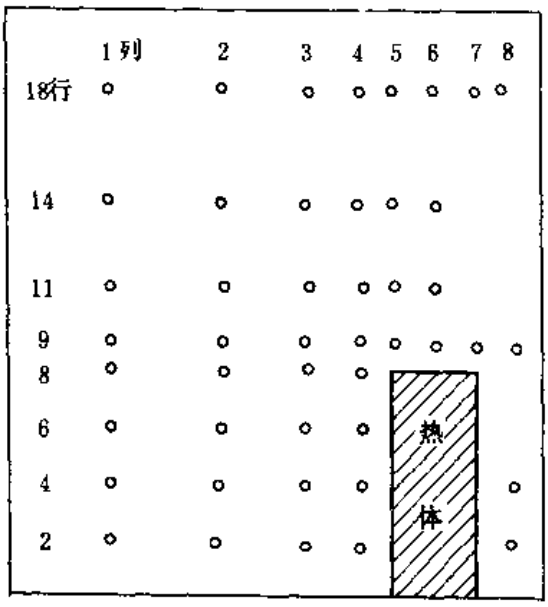


图 3-1-6　热体周围温度计位置图（1：1.25）

1.湿砂传热快。热体周围不同距离测点，开始增温的时间，湿砂均早于干砂，湿砂各点开始增温的时间约为干砂的二分之一，由此可知，湿砂的导热率约比干砂高一倍。

2.湿砂中热体周围的温度比干砂低，在湿砂中，热体表面的最高温度为 263℃，比干砂中低 19℃，热体附近测点湿砂的最大增温度数比干砂小得更多，差值达 70℃。但在离热体距离为热体直径 1-2 倍范围内的各测点在干砂和湿砂中最大增高温度很接近。

3.湿砂中热体及其周围砂体冷却速度显著比干砂中的大。由图 3-1-7 可见，湿砂中热体和砂体的冷却温度和时间曲线的斜率均比干砂中的大，即具有相同温度的热体经相同时间的冷却后，湿砂中热体的温度明显低于干砂中的，或相同温度热体冷却到同一温度所需时间，在湿砂中比在干砂中少。

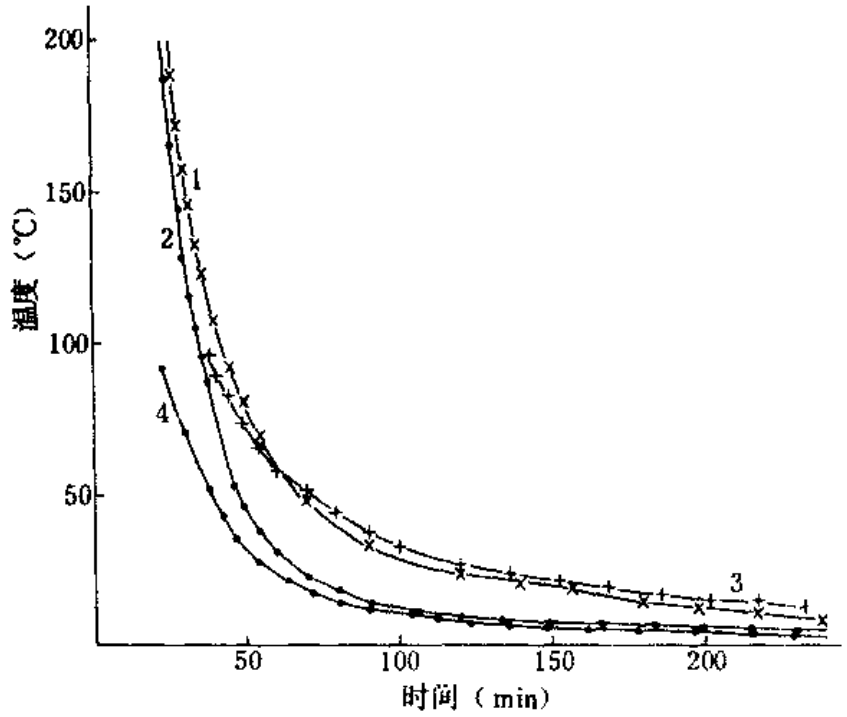


图 3-1-7　热体在干砂（1）和湿砂（2）中及 6 行 4 点的干砂（3）和湿砂（4）冷却的曲线

4.热体周围湿砂的温度梯度比干砂小。

上在柱状热体周围，形成环带状等温线，柱体侧面的温度梯度小，而顶部的温度梯度大，即柱体四周受热范围大，顶部受热范围小。

上述模拟实验表明，岩浆侵入不同含水性的围岩中，会产生不同的热状态。岩浆若侵入无水围岩中，由于岩石导热率低，岩浆冷却慢，围岩受热增温高。即使岩浆在结晶过程中能释放部分水蒸气，但其量甚微，属干体系，各种元素基本上不发生活化和再分配，不利于热液成矿作用。若侵入于富水围岩中，由于水的比热大，传热快，可使岩浆温度急剧下降。这种富水岩石往往为良好的透水层，使热体系具有开放性，故常产生一些低矿化度的低温热液，不利于形成较大规模的热液矿床。若岩浆侵入于含水围岩中，由于水的热传导作用，岩浆的冷却、围岩的受热增温及降温速度较快。这种围岩具有一定的渗透性，使热体系具有半开放性。岩浆的主要热量较长时间保留在岩体周围，形成一个热水循环或半循环体系，有利于热液矿床的形成。

（八）岩石在加热和冷却过程中体积变化对热液成矿作用的影响

我们对德兴斑岩铜矿的花岗闪长斑岩、千枚岩和凝灰岩作了恒温加热，每次冷却后分别测定体重，由图 3-1-8 可知，这三种岩石在 350℃恒温加热冷却后，体重不变，在更高温度恒温加热冷却后体重变小，千枚岩和凝灰岩体重变小发生于 350℃以上，花岗闪长斑岩发生于 500℃以上，加热温度越高，体重减小越多，加热和冷却后体重的变化对不同岩石是有明显差异的，体重减小最多的为千枚岩，其次是花岗闪长斑岩，最少的为凝灰岩。

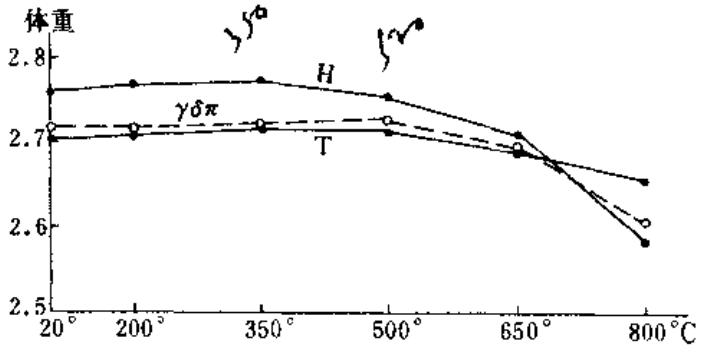


图 3-1-8　岩石加热和冷却后体重与加热温度关系曲线

H—千枚岩；T—凝灰岩；rδπ 花岗闪长斑岩

岩石被加热到 350 或 500℃以上，冷却后体重变小，即发生不可逆的体积膨胀，岩石是由矿物组成的，每种矿物都有其固有的热胀系数，故不论加热到多高温度，冷却到初始温度后体积不变，体重亦不变。但岩石加热和冷却后体积和体重常发生变化。因为多数矿物具有各向异性，其中包括热胀系数，当加热温度在 350–500℃以下时，冷却后岩石的体积和体重基本上保持不变。当加热温度更高时，一些矿物沿热胀系数大的方向显著增长，以致使矿物间紧密相嵌结构受到破坏，冷却后矿物不能恢复原位，产生了粒间孔隙，导致

岩石体重变小，体积增大。若将岩石加热后体重变小换算成体积的增大，可作出不可逆体积膨胀与加热温度关系曲线（图 3-1-9）。这种曲线与岩石在加热和冷却过程中体重的膨胀和收缩曲线（图 3-1-10）基本一致。通过对比看出：(1) 岩石加热温度在 350-500℃以下时，发生可逆膨胀；(2) 加热温度高于 350-500℃时发生不可逆膨胀，且温度越高不可逆膨胀率越大，或热膨胀体积大于或远大于相应的冷却收缩体积；(3) 不同岩石加热到 700-800℃冷却后不可逆膨胀的体积或热膨胀和冷收缩体积之差约为 1-7%。

热液矿床常常受岩体的冷却收缩裂隙和孔隙控制。因此，具有较大不可逆体积膨胀和较低温度开始不可逆膨胀的岩石是热液矿床的重要围岩。不可逆膨胀的体积就是岩石中的孔隙或空洞，它们既是形成浸染状矿化的有利场所，又有利于形成断裂裂隙和各类脉状矿体。德兴矿田中千枚岩的不可逆膨胀显著大于花岗闪长斑岩，所以，斑岩铜矿主要集中于蚀变的千枚岩中。

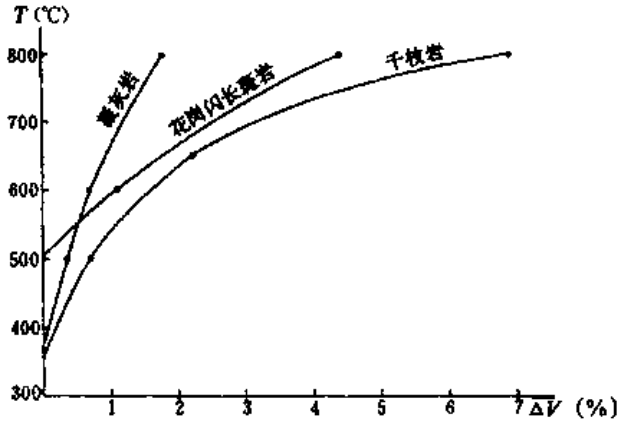


图 3-1-9　岩石不可逆体积膨胀与温度关系曲线

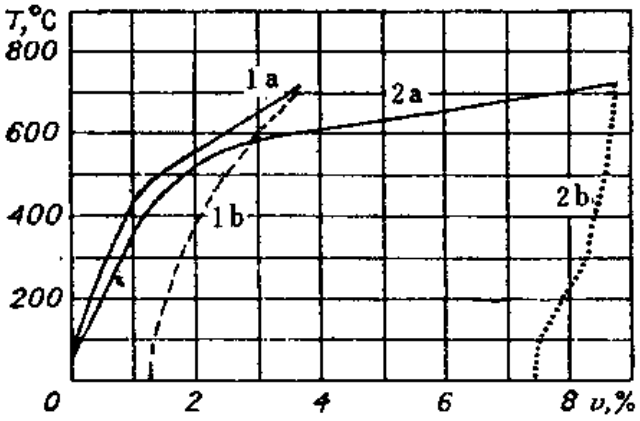


图 3-1-10　砂岩(1)和花岗岩(2)在加热(a)和冷却(b)过程中的体积膨胀和收缩曲线
(根据 Долгов Ю.А.1979)

(九) 热液成矿作用的压力条件

热液成矿作用的压力可根据矿体的埋深和矿物流体包裹体进行推断或计算。

1.根据矿体的埋深推断成矿压力

一部分热液矿床与火山机构或超浅成侵入岩有关，它们形成时，离地面的距离很小，常常为几百米至一公里多，如江西银山、德兴、城门山等斑岩铜矿床、宁芜盆地的玢岩铁矿床、黄沙坪铅锌矿床等。较多的热液矿床与中一浅成侵入岩有关，它们形成时离地面的深度也很浅，为几百米至三公里。如瑶岗仙钨矿床，围绕花岗岩株产出，有矽卡岩型、细脉浸染型和石英大脉型，似应具有相对较大的成矿深度，而实际的成矿深度很小，因为，

黑钨矿石英脉已向上穿入下侏罗统，该地层呈孤立的小盆地，属内陆湖沼相，总厚约600–800m．所以，燕山期的热液钨矿化最上部的深度小于800m，瑶岗仙钨矿的成矿深度几乎与火山机构有关的银山铅锌矿一样，银山的铅锌矿脉也穿入陆相下侏罗统。柿竹园的矽卡岩型钨锡矿床与野鸡尾的斑岩型锡铜矿床在空间上紧邻，时间上相近。因此，矿化深度也不大，主要矿化深度小于 3km ．若按静压力计算，热液矿床形成时的压力约为200–1000bar。

2.根据流体包裹体特征计算成矿压力

热液矿床矿石矿物包裹体具有下列特征：(1) 均一温度主要集中于200–450℃范围内(表3–1–8)；(2) 盐度以5–15%为主；(3) 包裹体类型多种并存，几乎都有均一温度相近的气相和液相包裹体，有时还有多相包裹体；(4) 将测得流体包裹体的盐度和温度投于压力–盐度关系图（图3–1–11）上，清楚地看出，成矿流体的压力是很低的，最大压力小于430bar，均一温度在400℃以下流体的压力不超过280bar，大多数为100–200bar。

表3–1–8　华南部分热液矿床各类矿石中流体包裹体特征

矿床	似伟晶岩型或云英岩型				矽卡岩型				脉型或浸染型			
	均一温度(℃)	包体类型	盐度(%)	压力(bar)	均一温度(℃)	包体类型	盐度(%)	压力(bar)	均一温度(℃)	包体类型	盐度(%)	压力(bar)
西华山	350–450	V.L.	6.9	150–420					200–340	V.L.	2–10	<145
大吉山	320–450	V.M.	4.5–8	<150–420					238–328	V.L.	5–8	<148
柿竹园	250–410	V.L.M.	21–23	<100–240	259–610	V.L.M.	32–50	<110–450	167–295	L.M.	9.5	<145
大厂	260–450	V.L.M.	6.5–26	<150–360	200–540	V.L.M.	5–60	<100–380	200–480	V.L.M		
锦兴									120–540	V.L.M.	44–45	<500
银山									130–425	V.L.	13.2–28	<250

注：V–气体包裹体；L–液体包裹体；M–多相包裹体，资料引自南岭矿床专题组，

表中压力根据 Keevil 的 $NaCl–H_2O$ 体系的温度–压力–盐度实验结果

3.热液体系内的压力变化及其对成矿的作用

当岩浆侵入埋深约一公里的含水岩石（地层）中，常形成热液体系。高侵位的岩浆都是贫水的高温岩浆，其温度均大于700℃，大多数为850–1000℃。若水与700℃岩浆达到平衡，则水溶液的临界压力为1237bar，若与1000℃的岩浆平衡，则水溶液的临界压力约为2000bar。在岩浆未侵入前，水的静压力约为250bar，岩浆上侵后水压可增高1–2kb。压力的急剧增高，可使水溶液中挥发组分的溶解度显著增大。这有利于络合离子的形成。热液中的金属元素常常呈络合离子形式迁移。如〔(Cu、Pb、Zn)$(HS)_m$〕$^{n-}$、〔(Cu、Au、Hg、Sb)S_m〕$^{n-}$、〔(Cu、Pb)$(S_2O_3)_m$〕$^{n-}$、〔(Cu、Pb、Fe、Au)Cl_m〕$^{n-}$、〔(Be、W、Sn)(O、OH、F)$_m$〕$^{n-}$、〔(UO_2、Cu)$(CO_3)_m$〕$^{n-}$等。络合离子的形成在某种程度上意味着成矿金属元素的活化。所以，岩石中水的温度增高和压力加大，非常有利于金属元素的溶解。在岩浆侵入相当长时间后，岩浆冷却并固结为岩石，其附近围岩受热达最高温度后，岩浆岩和围岩一起降温。由于热体都有热胀冷缩的特点，在降温过程中会产生冷却收缩裂隙或孔洞。在高温热体中因冷却产生的裂隙和孔洞是高压区中局部的极

低压区，这会导致裂隙和孔洞附近流体的迅速释压，使均一的流体变为以挥发分为主贫金属的气相（在裂隙或孔洞中）和以富含金属的溶液为主的液相。挥发组分的释放与络合离子的分解密切相关。因此，压力的降低会使热液中金属元素沉淀和富集。热液矿床的同一矿物中通常总是有均一温度相近、类型不同的包裹体。而矿物中的包裹体代表矿物形成时的介质。如何解释一个矿物中存在类型多样、成分各异而温度相近的气液包裹体呢？这用矿物形成时介质不断在更换来解释是不能接受的，不能想象介质成分差异极大，有的为气相，有的为液相，包体成分中有的含包体所在矿物的组分，有的几乎不含。很明显，矿物形成时流体是相对较均一的，即使在温度保持不变的条件下，局部释压，可导致流体由一相变为二相或三相，较小的压力变化，可导致溶液成分的很大变化，如 400℃ 的热液，当压力为 285bar 时，为临界态，盐度为 2.6%，压力降至 265bar 时，出现二个相，液相的盐度升高到 7.8%，气相的盐度降为 0.27%，压力降至 182bar 时，液相盐度达饱和，为 46%（图 3-1-11），气相盐度降至 0.008%。

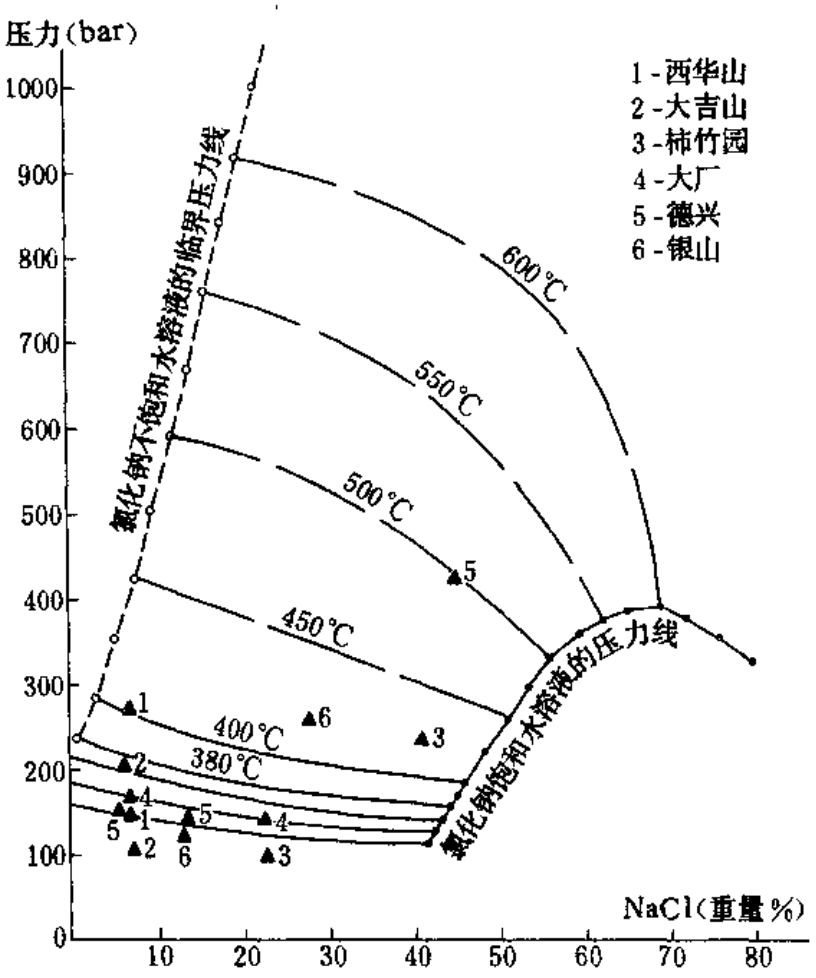


图 3-1-11　华南部分热液矿床流体包裹体的盐度-压力关系

综上所述，热液体系的降压或局部释压是金属元素沉淀的重要因素。这就是热液流体包裹体中总是存在异常的低压值，远低于岩石静压力。如热液矿床的形成深度大多为

1–3km，相当于岩石静压力（250–1000bar）。但大多数的包裹体的压力仅为100–300bar。

五、三源热液成矿模式

众所周知，热液是含矿质的高温的和以水为主的溶液。因此，矿质、水和热量是成矿热液形成的三个要素。如上所述，形成与岩浆活动有关的热液矿床的热液的热量来自岩浆，而水主要是外生的，矿质是外在的，即来自矿体周围的岩石。因此，要形成成矿热液必须有矿质、热和水三种源，当它们结合到一起时，就可形成成矿热液。矿质、热和水三种源在多数情况下都是独立存在的。它们的结合通过下列三个环节：1.岩浆上侵，热源体进入水源区和矿源区；2.水源区的水受岩浆热的影响，变热并运动，特别是往岩体方向；3.由于水的温度不断增高和压力加大，溶解能力急剧增大，较多地溶解岩石中的易溶组分，如盐类和成矿物质，使矿质活化。这样逐步形成热液。

热液成矿作用受物理化学条件的控制。在岩浆固结或稍晚时期，由于岩浆岩具有很高的温度（高于700℃），这时的高温流体有很大的金属元素等的溶解度，此时，岩体的围岩受热增温，体积发生膨胀，一般不产生张裂隙，甚至，岩石中原有的裂隙也因膨胀消失，故一般不发生金属的沉淀，无热液脉。按自然法则，热膨胀过程有利于体积变小的反应，有利于矽卡岩等交代岩的生成。以比重为2.7左右的花岗岩和灰岩被比重3.3左右的辉石石榴石矽卡岩所交代。这一交代过程中，常形成简单矽卡岩，不形成具有工业价值的金属矿化。随着岩体的冷却，岩体和其附近高温围岩开始降温，伴有体积收缩，产生微细脉体或晶间孔隙，无水石榴石–辉石矽卡岩被含水矽卡岩（角闪石、符山石、绿帘石等）交代，并伴有多种金属的矿化。在岩体内，则可产生云英岩化，也伴有多种金属矿化。这二种蚀变和矿化均属高温型，温度大于300℃，可能属超临界温度的热流体作用产物。随岩体温度进一步下降，岩体和近岩体围岩的体积均发生收缩，形成围绕岩体的环状、放射状等收缩裂隙，热液中的大部分金属发生沉淀，形成许多热液矿床的主矿化阶段。成矿温度通常为200–300℃。随岩体进一步冷却，热液活动仍在继续，但由于在主成矿阶段热液中的金属大部分已沉淀，低温热液溶解围岩中的金属元素能力减弱，故矿化明显减弱。当温度再下降时，热液的活动能力降低，甚至停止活动，这样在脉体和囊体中常保留了许多晶洞。

由此可知，与岩浆活动有关的热液矿床，主要是岩浆热，外生水和岩石中的矿质三者结合的产物。由于外生水都集中在离地表深度不大的地壳中，因此，热液矿床的形成深度较浅。热液矿床的形成受岩浆热控制，故常产于岩体内或其附近。在热液活动过程中，岩体周围较深部的外生水是近于水平地向岩体方向运动，越近岩体，温度越高，溶解力越强，一般不发生矿质的沉淀，所以，在岩体的深部缺少热液矿床，而在岩体上部及其附近，热液近于垂直上升，上升伴随降温，冷却利于矿质沉淀，特别是冷却收缩裂隙的产生，即高压区内突然出现局部低压区，立即引起热液减压沸腾及隐爆作用，引起矿质沉淀富集，这就是热液矿床总是集中于岩体上部及其附近围岩中的重要原因（图3–1–12）。

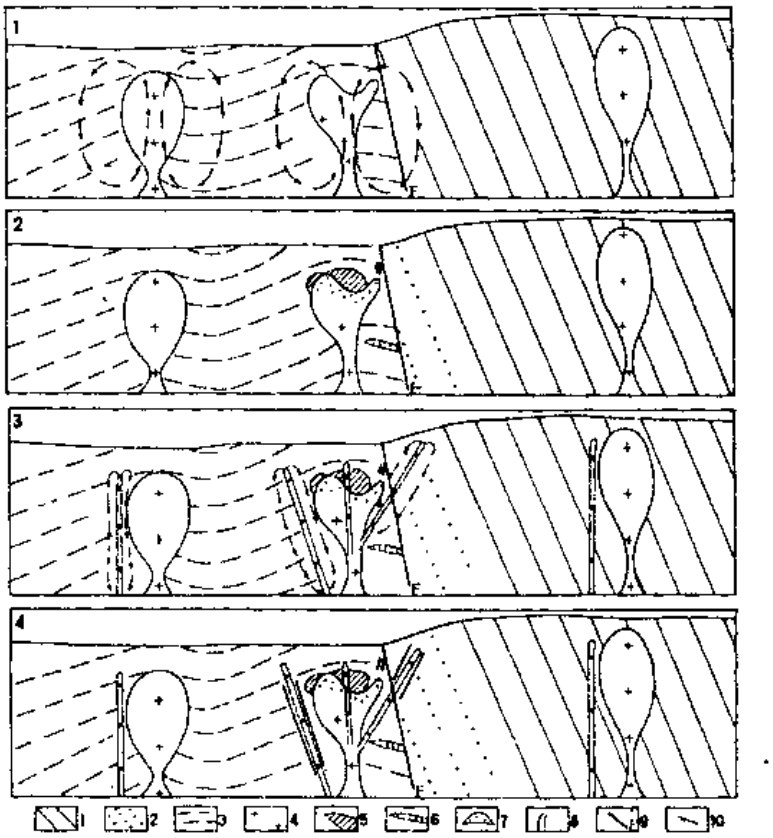


图 3-1-12　三源热液成矿模式演化示意图

1—贫水矿源层；2—成矿元素被淋出的矿源层；3—透水含水的水源层；4—岩浆岩；5—8 矿体；5—砂卡岩型；6—似层状；7—蚀变岩型；8—脉型；9—断层；10—地下水流动方向。

第四章　热液矿床的分布规律和预测

成矿理论不仅应解释成矿地质现象，而且更重要的是能指导地质找矿和矿产预测。理论的正确性是由其在实践应用中有效性来决定的。理论来自实践，基本的地质事实是成矿理论的主要依据。每种成矿理论都有其独自的核心。如岩浆期后热液成矿理论的主要地质依据是，大量热液矿床的产出与岩浆作用密切相关。该理论的核心为岩浆在结晶过程中的逐步演化，由以熔浆为主变为以水为主。侧分泌理论的基本事实根据是，大量矿脉的成分与围岩的一致性。该理论的核心为矿质来自围岩。变质热液成矿理论是以变质岩区出现各类热液矿床为根据，其核心是变质过程中释放大量的水，同时释放成矿元素。火山热液成矿理论是以相当一部分矿床与火山和次火山作用密切相关，其核心为火山活动过程中能产生热液和喷气，并导致成矿。

由上可知，各种成矿理论都有其独自的指导思想和理论核心。理论在指导实践时就是将其指导思想和核心转化为矿产预测的准则。可惜的是已有的许多热液成矿理论并没有将其指导思想和核心转化为较明确的矿产预测准则，如岩浆热液理论的核心是岩浆的结晶演化，但岩浆热液论者并没有以此为准则开展预测。因此，这些理论虽然对指导找矿和预测起了一定的作用，但很局限。有些理论只强调了成矿作用的一个方面，而忽视了其它方面，故既有其合理性，又有其片面性。因此，很难在实践中发挥出较大的作用。

三源热液成矿模式是把成矿作用作为一个完整的体系进行研究，综合了主要控矿因素，并把该理论核心转化为具体的矿产预测准则。因此，在实践中已见到了明显的效果。下面就成矿规律和预测等问题进行初步的探讨。

一、华南热液矿床的成矿条件

华南是我国热液矿床最发育的地区，区内有钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、汞、锑、金、银、铀、铁等金属矿床，它们呈多种类型产出，如云英岩型、矽卡岩型、斑岩型、脉型、爆破角砾岩型、构造蚀变带型、层控型等。这些不同金属和不同类型热液矿床的分布是有明显规律性的。总的来说，热液矿床在时空方面的分布是很不均一的。从成矿的时间来看，主要集中于燕山期，从空间来看，主要集中于南岭地区、长江中下游地区、江南古陆边缘区等。矿床分布受多种地质因素控制。

(一) 岩浆作用与热液矿床的关系

岩浆作用是形成热液矿床的重要条件，但不是必备条件。因此，总体来看，岩浆岩和火山岩发育区，热液矿床也较发育。而从局部地区来看，岩浆岩的发育程度与热液矿床的数量间一般不存在明显的正相关关系。

本区岩浆活动分为火山作用和侵入作用。火山作用又分为区域性的和局部性的，浙闽粤沿海火山岩带属区域性火山活动。这类火山活动虽很强烈，但并不伴随或诱发大规模的热液活动。故热液矿床不很发育。局部性的火山活动在下陷或断陷区，形成范围较小的火山盆地或断陷火山带，这种局部性的火山活动常常伴随热液活动，形成一系列的热液矿床，如宁芜火山盆地、庐枞火山盆地、浙赣断陷火山带等。

区内侵入岩的发育程度由东向西减弱，东部为侵入岩密集分布区，岩体约占总面积的一半。有较多的岩基，其规模大，形态不规则，岩基间也有很多中、小规模的岩体。中部为侵入岩稀疏分布区，岩基较少，以单独的中、小规模的岩体为主，西部为侵入岩零星分布区，偶见中、小规模的岩体。东、中、西三区均发育热液矿床，矿床密度差别不大，但矿床类型有明显的不同，侵入岩密集分布的东区，以高一中温热液矿床为主，如矽卡岩型、斑岩型、脉型的铁、钨、锡、钼、铅、锌等。侵入岩零星分布的西区，以中一低温热液矿床为主，较典型的为层控铅、锌、汞、锑、钨、金等矿床。侵入岩稀疏分布的中区，矿床类型和矿种相对较齐全，兼备东西两区的特征。

本区岩浆作用对热液矿床的明显控制主要表现在如下方面：

1.热液矿床主要受中小规模岩体控制

华南地区绝大多数热液矿床与中小规模的岩体密切有关（面积为 0.1 —＜10km^2），特别是钨、锡、铅、锌、铜、钼等大中型规模的矿床（图 3-1-5）。铁矿床常与中—中小规模岩体（n—100km^2）有关，而铀矿床大多与规模较大的岩基（＞50km^2）有关。

2.热液矿床几乎集中产于岩浆热作用范围内

热液矿床的大部分产于岩体内和接触带上，一部分产于岩体周围，多数矿体离岩体的水平距离一般小于岩体的直径。

3.热液矿床的类型受岩体规模制约

与小岩体伴生的热液矿床类型较简单，有时具有垂向分带，但水平分带不明显，与中小型岩体伴生的热液矿床，常由多种类型和多种矿种组合而成，不仅可以有垂向分带，而且，还常具有明显的水平分带。

4.热液矿床的矿种和规模受岩浆的相对侵位高度制约

在同一套地层发育区内，随岩浆侵位高度的变化，与岩浆作用有关热液矿床的矿种和规模有差异（图 4-1-1）。在南岭地区岩浆岩与二叠纪灰岩的接触带上形成矽卡岩铅锌矿

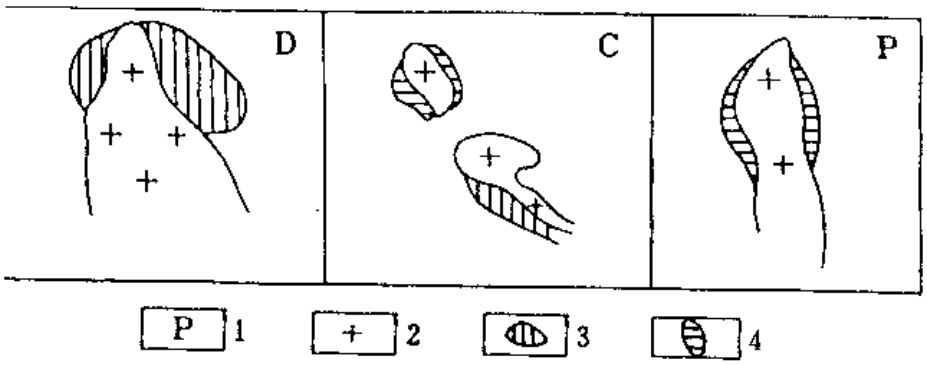


图 4-1-1　湘南岩浆侵入层位与伴生热液矿床矿种示意图

1-地层时代；2-花岗岩；3-钨锡矿；4-铅锌矿

(如水口山和阳山岩体的北接触带等)，在岩浆岩与泥盆纪灰岩接触带上形成矽卡岩钨锡(钼铋)矿床(如柿竹园等)，在岩浆岩与石炭纪灰岩接触带上形成矽卡岩钨矿(如新田岭)或上部为矽卡岩型铅锌矿，下部为矽卡岩钨锡矿(如黄沙坪)。在赣西北-鄂东南地区，当岩浆岩与三叠纪碳酸盐层接触形成矽卡岩铁矿或含铜铁矿(如大冶和程潮)，与三叠和二叠纪碳酸盐层接触形成矽卡岩型铜矿(如封山洞)，与二叠和石炭纪碳酸盐层接触，形成矽卡岩铜矿和含铜黄铁矿矿床(如城门山和武山等)。上述地区的下部层位的钨锡矿和铜矿的规模通常比上部层位的大。

5.控矿岩体具有富碱和富挥发组分的特征

在华南地区多数热液矿床与岩浆作用有关，但并非侵入体都伴生热液矿床。与热液矿床有关的侵入岩都具有富碱和富挥发组分的特征，$Na_2O+K_2O>7\%$，故以酸性和中酸性岩为主，基性和超基性岩通常不伴生热液矿床。

(二) 地层层位与热液矿床的关系

地层层位主要是指岩性，而岩性包括物理性质和化学性质二方面。地层中岩石的化学成分变化范围比岩浆岩大得多。岩浆岩几乎都属于硅酸盐，而沉积岩除硅酸盐类岩石外，还有大量的碳酸盐岩，以及卤化物岩、硫酸盐岩、磷酸盐岩、硫化物岩和氧化物岩等。其中部分岩石的体重、硬度、溶解度等物理性质较为特殊，它们对热液矿床的形成都有重要影响。

1.岩石的化学成分对成矿的影响

(1) 地层中成矿元素的含量和赋存状态对热液成矿的控制作用

许多热液矿床的远矿围岩的成矿元素含量高于同一种岩石的近矿围岩(表 4-1-1)，近矿围岩中成矿元素释放量很高，约占总含量的 32—84%，平均为 58%，这表明此类热液矿床的成矿物质直接来自围岩。因此，地层中成矿元素的含量对热液成矿作用有密切的关系。如南岭地区寒武纪和前寒武纪碎屑岩的钨含量偏高，能为热液成矿提供物质，故钨矿床集中产于这些碎屑岩中或其附近。又如长江中下游志留纪碎屑岩的铜含量偏高，区内热液铜矿床几乎都产于志留系分布区。某些热液铁矿床也受富铁的层位或岩石控制，如白象山铁矿床和北洛峡铁矿床等。但相当多的沉积铁矿床，当遭岩浆的侵入和热液作用后受到一定的改造，由赤铁矿和鲕绿泥石等变为磁铁矿，然而并不出现明显的热液型矿体。这表明，地层和岩石中易活化的成矿元素能被转移和富集成热液矿床，而难溶部分的成矿元素，即使含量很高，对热液成矿不起作用。所以，热液成矿作用与地层和岩石中易活化部分的成矿元素含量有密切的关系。

(2) 地层中活化剂含量与热液成矿作用的关系

既然相当多的热液矿床的成矿物质来自周围地层，那末大量成矿元素进入热液必须通过活化剂，如卤化物和挥发组分等。当有活化剂存在时，热液中成矿金属元素的溶解度显著增大。所以，热液矿床往往产于含卤化物、碱金属和挥发组分等的层位中，如长江中下游的砂岩铁矿、矽卡岩型铁、铜矿床与石膏盐层有一定的关系，斑岩铜矿与富含碱金属的地层或岩石有关，当斑岩体的围岩为富钾的碎屑沉积岩时，蚀变为钾化。当斑岩体的围岩为富钠岩石时，蚀变为钠化，如黑龙江多宝山矿床。

表 4-1-1　热液矿床中近矿和远矿岩石的成矿元素含量对比

矿床名称	岩石	元素	含量 近矿岩石 (1)	远矿岩石 (2)	差值 (2) - (1)	$\frac{(2)-(1)}{(2)}$	资料来源
柿竹园钨锡矿床	砂岩	W	2.55	4.29	2.37	0.48	作者
		Sn	3.50	7.88	4.38	0.56	
		Mo	0.27	0.63	0.36	0.57	
西华山和漂矿钨矿床	砂岩等	W	2.2	6.7	4.5	0.67	
		Sn	2.7	4.7	2	0.43	
		Mo	0.4	1.2	0.8	0.67	
德兴铜矿床	千枚岩等	Cu	43	78	35	0.45	
武山铜-黄铁矿床	砂页岩	Cu	39	57	18	0.32	
		Fe	1.53	3.81	2.28	0.60	
多宝山铜矿床	安山岩等	Cu	49	128	79	0.62	
驼背山锑矿床	泥灰岩等	Sb	1.63	7.39	5.76	0.78	
马坑铁矿床	辉绿岩	Fe	4.89	9.71	4.82	0.50	赵一鸣等 1980
桂山铁矿床	辉绿岩	Fe	4.52	8.68	4.16	0.48	
汤泉铁矿床	花岗闪长岩	Fe	1.93	4.79	2.86	0.60	
梅山铁矿床	辉长闪长玢岩	Fe	2.52	5.77	3.25	0.56	
马鞍山铁矿床	辉长闪长玢岩	Fe	2.52	6.94	4.44	0.64	《宁芜玢岩铁矿》 1978
钟九铁矿床	闪长岩	Fe	2.32	5.66	3.34	0.59	
白象山铁矿床	页岩	Fe	3.49	5.61	2.12	0.38	
北洛峡铁矿床	闪长岩	Fe	1.74	5.03	3.20	0.64	沈保丰 1977
豫南多金属矿床	片岩等	PbZn	49	203	154	0.76	郑明华等 1982
		Ag	1	6	5	0.84	

注：Fe 为百分含量，其它元素均为 ppm

(3) 地层中沉淀剂含量与热液成矿作用的关系

热液矿物受地层或岩石化学成分控制是一个事实，产于富钙层位或岩石中的钨矿床，主要矿物为白钨矿，产于贫钙含铁层位或岩石中的钨矿床，主要矿物为黑钨矿。所以，钙和铁等都是钨的沉淀剂。由于碳酸钙易溶于水，大量的地下水属碳酸氢钙型，因此，当含钨热液进入碳酸盐层时，有足够的沉淀剂，几乎能使全部钨沉淀，所以，白钨矿型钨矿床的规模常明显大于黑钨矿型。相似条件下的白钨矿型矿床规模约为黑钨矿型的 2—10 倍。

2.岩石的物理性质对热液矿化的影响

岩石的物理性质——孔隙度、可塑性、热胀冷缩系数、导热和导电性等对热液成矿作

用均有重要影响．热液运移并不是完全沿断裂和裂隙，而常常在岩石中渗透，热液矿化总是伴随较大规模的蚀变和原生地球化学晕，这是热液在岩石中渗透并发生交代作用的产物．所以，热液矿床都是产于具有一定孔隙度的岩石中．而在孔隙度很小和不透水的层位中通常缺失热液矿床。

岩石的可塑性随温度和压力变化，当温度升高和压力增大时，可塑性增强，当温度和压力降低时，可塑性减小．在同一温压条件下，不同岩石具有不同的可塑性，如泥岩可塑性很强，硅质岩类脆性较强，可塑性岩层易曲不易裂，而脆性岩类易断不易曲．热液的迁移与断裂裂隙有关．因此，热液矿床一般不产于巨厚的可塑性地层中，而赋存于脆性岩类发育的层位内．

岩石普遍具有热胀冷缩的特性．在岩浆岩附近的岩石都会受到热作用，体积增大，后来随温度下降，发生体积收缩．很多热液矿床产于冷却收缩裂隙中，如斑岩铜矿、脉状钨锡矿等．不同岩石在受热和冷却过程中，体积的变化是有很大差异的．在增温时，岩石都会膨胀，但并不是所有岩石都只简单地发生膨胀，矿物粒度较细和易重结晶的岩石，如泥岩和灰岩变为角岩和大理岩．由于矿物重结晶，粒度由细变粗，体积相对缩小并变得更致密，体积膨胀较小，在冷却时，不易产生裂隙和粒间孔隙，所以，在接触带上的大理岩中一般不产生网状裂隙，即使出现，脉体很微细，通常也不形成浸染状矿石，所以，斑岩型矿体不产于碳酸盐岩中．粒度较粗的多矿物岩，如硬砂岩，岩浆岩等，在受热过程中，矿物重结晶不明显。由于矿物的各向异性，不同方向热胀系数不一致,一方面体积增大，另一方面矿物粒间间隙增大（我们将德兴花岗闪长斑岩放入马弗炉加热至900℃，冷却后矿物析离，变成砂子），当冷却时，容易形成裂隙系统，或常形成网脉状和浸染状的斑岩型矿化和浸染型的云英岩型矿化。

岩石的导热性差异很大，干岩石导热性很差，但孔隙度较大的含水或含气岩石导热性很强．岩石的导热性对热液成矿有很大的影响，当岩浆侵入到干的围岩中，由于岩石导热性差，增温和降温过程都很缓慢，故不易产生裂隙，不利于成矿．当岩浆侵入于热传导较强的含水岩石时，围岩较快地增温和较快地降温，由于温度变化大，易产生热胀冷缩的裂隙．因此，侵入于含水地层的岩浆，常显示出多期次的岩浆活动特征，发育晚期的脉岩，更易产生各种裂隙，形成各类热液矿床．

（三）构造与热液矿床的关系

1.热液矿床产于褶皱的一定部位

由于与岩浆有关的热液矿床总产于岩体附近，面岩体在背斜部分远比向斜内发育，通常较大规模背斜轴部的岩体，不论其规模大小，常不伴随热液矿床，而在背斜或向斜翼部或向斜轴上翘部位的岩体常伴生热液矿床．岩浆在上侵过程中遇地下水会发生固结，停止流动．所以，在潜水盆地中，特别是有多层地下水层的盆地中，缺乏岩浆活动，如四川盆地等．在大背斜轴部，由于附近缺乏地下水，故岩浆侵入后，不形成地下水的循环系统，也不产生热液矿床．在背斜或向斜翼部和向斜的上翘部位，由于接近潜水盆地，当岩浆侵入后，易产生水的循环系统，有利于热液成矿。

2.热液矿床均受断裂构造控制

与岩浆活动有关的热液矿床以充填型为主，有一部分为充填—交代型，工业矿物集中于断裂和裂隙中及其附近。断裂和裂隙的成因分二类：动力成因和热力成因。多数与岩浆活动有关热液矿床的赋矿断裂和裂隙属热力成因，即属冷却收缩裂隙，如多数石英脉型钨矿床，斑岩铜矿床等。

二、华南热液矿床的分布规律

形成热液矿床的基本条件是要有足量的成矿热液，要产生足量的成矿热液必须有足量的水、热和成矿物质。因此，热液矿床的空间分布与成矿时的水源、热源和矿源有密切的关系。

(一) 热液矿床围绕潜水盆地的边缘分布

当岩浆侵入于潜水盆地边缘时，能形成以岩体为中心的热液循环对流系统，有利于热液成矿作用。当岩浆侵入于贫地下水岩石中，由于水量不足，不形成热液循环对流系统，也不会产生热液矿床。在潜水盆地中央，一般不会有岩浆上侵，故也不会有热液矿床。淮阳地块属贫或无地下水区，虽有大量中酸性小侵入体，但都不伴生热液矿床。四川盆地等为典型的富水潜水盆地，无岩浆活动，也无热液矿床。热液矿床的分布与地下水有密切的关系，主要沿潜水盆地的边缘分布，潜水盆地较为规则，则分布规律较为明显，如德兴潜水盆地、宁芜火山岩盆地等。若潜水盆地不规则时，这种规律较难识别，特别是当盆地经受一定程度的剥蚀后更难于识别。

(二) 热液矿床围绕岩浆岩体分布

热液矿床仅与少数特定的岩体有关，华南地区岩浆岩的期次较多，有雪峰期、加里东期、海西期、印支期、燕山期和喜山期。燕山期的最发育，伴生的热液矿床最多。多数岩体不伴生热液矿床，其中包括相当多的大岩基和微小岩体（出露面积小 $0.1km^2$）和大多数基性和超基性岩体。伴生热液矿床的岩体具备如下特征：规模为中小（出露面积大多在 $0.1—10km^2$ 范围），深部有隐伏岩基的小岩体，以富碱和富挥发组分的中酸性岩为主，能形成热液循环对流系统，岩浆具有较高温度，而矿物流体包体的形成温度较低，岩体具有明显的相带，岩体常由多期次岩浆岩构成，晚期脉岩发育。

(三) 热液矿床直接产于矿源层（体）内或其附近

一些热液铁矿床，如玢岩铁矿床和矽卡岩铁矿床与含铁围岩（辉长闪长玢岩、闪长岩、花岗闪长岩、含铁砂岩等）的退色化及铁含量的明显减少有关。一部分热液黄铁矿床和富含黄铁矿的有色金属矿床也伴有围岩的退色化。围岩中的铁由硅酸盐转化为硫化物。或集中成黄铁矿体，或呈浸染状产于矿体附近的围岩中。

南岭地区前泥盆纪的碎屑岩钨的背景值较高，为 5—7ppm，比地壳平均值高约 4

倍．在热液活动过程中，易于活化和迁移富集。因此，在钨矿床周围存在相当范围钨含量的降低场．这就是钨矿床几乎都直接产于前泥盆纪碎屑岩层中或其附近的重要原因．

长江中下游地区志留纪碎屑岩的铜含量偏高，为 50—100ppm．这种铜在热液活动过程中也易于进人热液，并富集成矿，故志留纪地层中或与其附近岩浆岩伴生的热液矿床，以铜矿为主或为含铜的铁矿床和黄铁矿床．与远离志留系的岩浆岩伴生铁矿床，而铜矿化不明显．

三、热液矿床的预测

(一) 热液矿床预测准则及热源、水源和矿源的确定

按三源热液成矿模式，矿源、水源和热源为热液矿床预测的三个基本准则．现代热液成矿现象是很罕见的，目前发现的均出现于大洋中脊．大陆上虽有热水循环的地热系统，但还没有发现较大规模的热液成矿作用．华南热液矿床主要属中生代，为大陆型．它们都是在过去地质历史时期形成的，构成成矿热液的热、水和矿质三种源随地质环境的演变，几乎都已不存在，但任何地质事件发生后，总会留下其踪迹．通过地质研究，可以收集到足够的信息来确定地质历史上存在过的水源、矿源和热源．

1.热源标志

岩浆岩是由高温的岩浆结晶而成，因此，岩浆岩是重要热源体．此外，热变质，热液蚀变，热液脉体或矿化，矿物中气液包裹体的存在，以及某些重、磁等地球物理异常和原生地球化学晕等都是地质热事件的标志，或热源体存在的重要标志。

2.水源标志

当岩浆定位时，若附近有水源存在，必然会导致岩浆的快速冷却、岩石的蚀变、热液矿化和隐蔽爆破等。因此，岩体具有明显的相带，较宽的冷凝边、结晶程度差和结晶顺序反常（石英呈斑晶先行析出）的边缘相，岩体上部为暗色矿物以黑云母为主的较低温相，下部为以角闪石为主的较高温相，较大范围的围岩蚀变，特别是形成含水矿物的蚀变，即增水蚀变，如绢云母化、绿泥石化、绿帘石化等，岩石中碱金属含量的变化明显，较普遍的为钠、钙、镁等元素大幅度减少，气液包裹体普遍发育，不管原岩是岩浆岩，还是沉积岩，其形成温度大多在热液区间，岩石的氧、氢、碳等同位素值变小，热液脉体的发育，隐蔽爆破角砾岩的存在等等，都是热水活动的标志。在这些标志附近，若有透水和含水地层或岩石及与它们相连接的断裂和破碎带存在，尤其是成矿时呈向斜产出的含水透水层，很可能是当时的水源。

3.矿源标志

较高的成矿元素区域背景场可能是矿源标志．若热液矿床分布与较高的成矿元素区域背景场相吻合，高背景场中又出现局部的显著低值场，且矿床位于低值场中，则成矿元素高值区就是矿源区．在成矿过程中，矿源区的成矿元素经活化迁移至矿床，矿源区的成矿元素含量明显降低，故高背景场中的低值区为真正的矿源区．成矿元素明显减少的蚀变岩区也是矿源区，如许多铁矿和黄铁矿矿床附近深色岩石的退色化区。

(二) 热液矿床预测的原理

对特定地区热液矿床预测，必须回答如下主要问题：有无热液矿床，多大规模的热液矿床，什么矿种和什么类型的矿床，矿床的具体位置。三源热液成矿模式，在地质研究程度较高的地区能够对上述问题作出答复。至少在理论上是可能的，也许在实践中还会迂到一些困难。

按热液矿床三源成矿模式，矿床预测的基本准则包括：1.是否具备三种源；2.矿源、水源和热源是否充足；3.矿源、水源和热源三者的空间位置。应用这些准则基本上可以回答预测需要解决的主要问题。如三种源的共同存在预示有热液矿床的成矿远景，三种源都较充足，则能形成规模较大和数量较多的矿床，矿源的元素组合决定形成的矿种，成矿地质环境决定矿床类型，三种源的空间位置决定矿田、矿床和主矿体的位置。但要确定地质历史上的三种源，它们的位置、规模等是有一定难度的。

按三源成矿模式对热液矿床进行预测时，要十分重视各种矿化标志，如矿化，蚀变，地球化学和地球物理异常等。特别是某些重要的找矿标志，如与钨矿床伴生的花岗岩体中斜长石的萤石化（照片 20），钨矿床上部或脉旁的电气石化（照片 23）。又如铁矿床和富黄铁矿的多金属矿床中围岩的退色化，甚至在微细矿脉旁有宽度约为矿脉 5–6 倍的退色带（照片 24）等。

(三) 热液矿床预测的方法

三源热液成矿模式对矿床的预测原理适用于各种不同比例尺的预测，在小比例尺预测中主要确定成矿带的远景，在中比例尺预测中，除确定区域远景外，主要是优选靶区，在大比例尺预测中，可对预测矿床定位等。

1.成矿区带的远景预测

根据预测原理可以确定成矿区带的远景，若区内有矿源、水源和热源存在，则该区有热液矿床成矿远景，若缺少其中的一种或二种源，则该区无远景，如缺少水源的淮阳地块区和缺少热源的四川盆地。当然在确定地质历史时期的三种源时，必须考虑到构造运动、变质作用和风化剥蚀等对矿、水、热三源所造成的影响。根据三种源的量的充足程度和它们的空间位置可确定成矿远景的大小。若三种源的量均较充足，表现在三种源分布广泛，同时规模较大，而且，三种源在空间上紧邻，甚至部分重叠，则具有极好的成矿远景，如南岭成矿区和长江中下游成矿带。若三种源中一、二种源的量不充足，或三种源在空间上紧邻的情况较少，则虽有成矿远景，但不够理想，因此，热液矿床发育程度稍差，矿床规模大型的较为少见，属本类的成矿区带有浙闽沿海火山岩区、武夷山隆起区、江南古陆区等。由此可见，成矿区带的远景预测就是成矿远景区的分类。按三源的具备程度可将预测区分为有远景的三源区和无远景的非三源区。成矿远景区又可分为良好远景区，一般远景区和较差远景区。

2.成矿远景区段的优选

三源热液成矿预测原理不仅可以用来确定成矿区带的远景，而且可以优选远景区段。矿源、水源和热源三者紧邻或局部重叠交汇地区是较为理想的优选靶区。许多热液矿区产

于三源交汇处，如在宁芜盆地中，火山岩和侵入岩发育，且以富含铁的中基性岩为主，因此，热源和铁质矿源较普通。由于火山岩和侵入岩几乎都不含水，透水性差，故它们之中不可能出现水源。在有含水地层处，三源并存，就有了成矿的可能。盆地中的铁矿床基本上都集中于沉积地层出露区及其附近，即铁矿床都在矿源、水源和热源三者交汇区。在盆地中央火山岩厚度很大，也就是缺少水源或离水源较远，并非三源并存区，故缺少热液矿床。现有资料表明，铁矿床集中产于盆地东部边缘，从三源成矿模式来看，西部边缘也是三源的汇聚区，因此，也是一个热液矿床的成矿远景区。西部边缘地表普遍有新生代的复盖层，区域研究程度较低，但也有磁异常。除可能存在隐伏的玢岩铁矿床外，还可能有隐伏的多金属矿床。又如长江中下游地区的铜矿床都产在热源、水源和铜源的汇聚区。九瑞等地区的铜的地球化学研究表明，志留纪地层为铜源层。在区内透水含水地层（主要为碳酸盐层）分布广泛，岩浆岩也较发育，即水源和热液较普遍，一旦它们附近有代表铜源的志留纪地层存在，就很可能出现铜矿床。南岭地区许多钨矿床也都产于水源（标志是透水层）、热源（岩体）和矿源（前泥盆纪碎屑岩）的交汇区。根据这三源还可优选出一定的钨矿成矿远景区。

3.主矿床位置的预测

有些矿区由多个矿床组成，可以是同一矿种同种类型，也可以是不同类型，甚至还出现不同矿种。它们的规模是不同的，其中常常有一个主矿床。如何判断和预测主矿床呢？主矿床的位置受三种源区的位置控制。三种源区都有各自的中心。三种源区中心的中心即是矿化的中心。当它们的中心重叠时常形成等轴状和环状矿体（如德兴斑岩铜矿床）和断续环状矿群（如大冶铁山岩体接触带上铁矿床）。当三种源区的中心不一致时，矿化中心或主矿床位于以三种源区的中心为顶点所构成的三角形的中心附近。偏离中心的矿床为次要矿床。据此，可确定已知矿床为主矿床或次要矿床。若为次要矿床，则可推断主矿床的可能产出位置。一般来说热源（岩体）的中心是较易确定的，矿源和水源区也可大致确定，则产于最接近水源和矿源的岩体接触带上的矿床为主矿床，其它部位的矿床为次要矿床。如柿竹园钨矿区、瑶岗仙钨矿区、城门山铜矿区、银山多金属矿区和阳储岭钨矿区中主矿床（或主矿体）和次要矿床（或次要矿体）的位置就是这样。

4.隐伏主矿体位置的预测

矿化中心受三种源区的空间位置制约，这不仅表现在平面上，而且也表现在剖面上。矿源和水源常常位于矿体的深部，特别是在有较厚的碳酸盐层分布的地区，愈往深部就愈接近三源的中心。因此，上部矿体常是次要的，深部往往隐伏着主要矿体，尤其是在碳酸盐层的底部。这种例子是很多的，如安徽铜陵狮子山铜矿床，福建龙岩马坑铁矿床，河北邯郸西郝庄铁矿床等。

5.矿床规模和矿化范围的预测

矿源愈多（矿源岩的体积大，成矿元素含量高，尤其是能被活化元素的含量高）和水源愈足（岩石的含水量高，透水性好和分布广），则形成矿床的规模可能愈大。但热源过小和过大看来均不利于大型矿床的形成。三源的范围愈大，特别是热源，矿化的范围相应亦愈大，矿质愈易分散。成矿部位离三源中的一种或两种源的距离愈大，对成矿愈不利，形成矿床的规模愈小。水源愈浅，矿床的垂幅相对较小，水源垂幅大或深度大，则矿床的延深度也大。前者的代表为江西西华山钨矿床，德兴众埠街铅锌矿床等，后者的代表为大

冶、九瑞和铜陵地区的铁铜矿床，瑶岗仙钨矿床等.

(四) 预测实例

1.新的成矿区带的预测（以广西为例）

南岭地区的热液矿床主要与燕山期的岩浆作用有关．而广西燕山期的中酸性岩浆岩不很发育，在南京大学地质系编制的华南不同时代花岗岩分布图上仅有17个岩体，比相邻的湖南省和广东省的燕山期岩体少得多。但广西省花岗岩体大多伴生热液矿床，伴生热液矿床岩体占总岩体的比例很大，超过50%，这一比值大于或远大于相邻的湖南和广东等省．从三源热液成矿模式来看，这是合乎实际的．因为南岭地区热液矿床的矿源层（W、Sn、Pb、Zn等）主要为前泥盆纪碎屑岩，上古生界以碳酸盐岩为主的地层透水和含水性好，为水源层．除东北边缘和东南部外，广西的大部分地区广泛分布着产状相对较平缓的上古生界．这就是说，广西大部分地区水源层和矿源层叠置在一起，当有岩浆侵入，即可形成三源区，产生成矿热液，形成热液矿床．

广西境内花岗岩分布的规律性极其明显，它几乎总是产于背斜的轴部或其附近．如前所述，岩浆在上侵过程中，若遇含水层，则失去上升能力．故只能在缺乏含水层的背斜轴部或其附近，岩浆侵位较高．

既然广西大部分地区水源和矿源并存．因此，热液矿床预测的关键是预测隐伏岩体，而岩体是沿背斜轴部分布．所以，背斜群带是热液矿床成矿的远景带．广西境内明显的背斜群带有：(1) 那坡-大新-南宁-贵县-贺县背斜群带，在该带上分布有钦甲、昆仑关、那六、贵县、西山、花山和姑婆山岩体，它们几乎都伴生W、Sn、Pb、Zn等热液矿床；(2) 横县-马山-南丹背斜群带，在该带上分布有昆仑关、大明山、拉么和大厂及芒场岩体，它们也都伴生热液矿床；(3) 象州-阳朔-灌阳背斜群带，在该带中已知栗木岩体伴生有热液钨锡和铅锌矿床．在以上三个背斜-岩浆岩带中，根据孙德梅等以布伽重力异常为基础推断的隐伏花岗岩体分布图（图4-1-2）不仅明显存在上述三个岩浆岩带，而且，还有隐伏岩体，如在（1）带中的镇龙山（XⅢ'）、贵县（XⅢ）和金秀（Ⅸ）隐伏岩体，在（2）中有大明山（Ⅻ）和大厂（Ⅺ）隐伏岩体，在（3）带中有驾桥山（Ⅶ）、海洋山（Ⅴ）和东山（Ⅳ）隐伏岩体．如前所述，这些地区已有矿源和水源，若有隐伏岩体，则三源齐备，很可能有隐伏热液矿床．如南源洞有矽卡岩，是热源的重要标志，深部有一定规模的隐伏岩体，还有Sn的重砂异常．其位于三源重叠部位，是较理想的热液成矿远景区．(4) 周鹿-巴马-凌云-隆林背斜群带，该带由于工作程度低，未发现成型的钨、锡、铅、锌矿床，故未被人们重视。但从三源热液成矿模式来看，该带是和其它背斜-岩浆岩带具有极相似的特征：是背斜群带，有燕山期花岗岩体出露，岩体附近或背斜核部热液矿化和蚀变明显．根据重磁资料推断也有大的隐伏岩体存在。该带与上述三带的差异是：本带背斜核部地层为泥盆纪和石炭纪，其它三带大多为寒武纪或泥盆纪；本带的侵入岩体规模较小，在1：200万地质图上虽表示了七个岩体，但尚未查明伴生成型热液矿床（图4-1-3），本带背斜核部地层稍新些，这是桂西北地区的特点．大厂-芒场地区背斜核部地层也为泥盆纪．本带背斜核部地层稍新表明，本带的矿源层深度比其它带要稍大

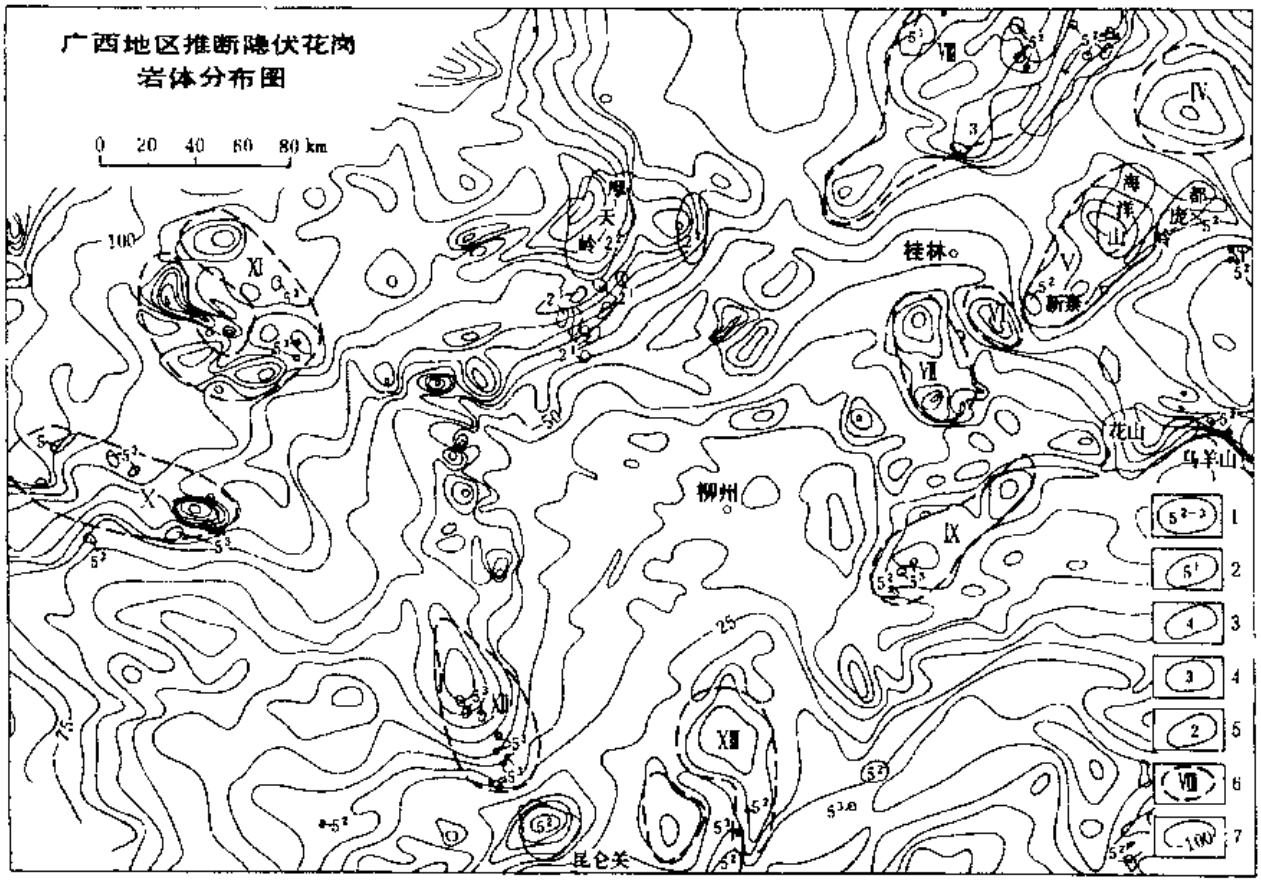


图 4-1-2 （据孙德梅等）

1-出露燕山期花岗岩体；2-出露印支期花岗岩体；3-出露海西期花岗岩体；4-出露加里东期花岗岩体；5-出露雪峰-四堡期花岗岩体；6-推断隐伏花岗岩；7-布伽重力异常等值线（毫伽）

一些。因此，热液矿床产出的部位比其它带离地表的深度要大一些。因为，本带也是具备形成热液矿床的背斜-岩浆岩带，具有矿源、水源和热源共存区。因此，存在热液矿床的可能性是很大的。从布伽重力异常图来看，周鹿-凌云不只存在一个隐伏岩体，而是一整个隐伏岩带，该带地质构造条件与大厂-芒场很相似，都处于构造变异部位，大厂-芒场本身处于北北西向断裂褶皱带，而东侧均为北东向断裂褶皱带，所以，岩体和热液矿床明显受北北西和北东二组断裂控制。周鹿-凌云带的北侧以近南北向的断裂褶皱为主，南侧以北西和北东向的断裂褶皱带为主。故本带发育南北、北东和北西三组断裂，控制了三组不同方向的岩脉。二个带中的花岗岩主要呈岩脉或岩脉群产出，脉体的规模相近，岩性相同，都产于背斜的轴部和附近。凌云地区卫星照片解释的影象特征和大厂-芒场地区很相似。广西境内侵入泥盆系及其附近的花岗岩几乎都伴生热液矿床，如钦甲、大明山、大厂、芒场、昆仑关、镇龙山、西山、花山、姑婆山、栗木等岩体。周鹿-凌云一带的岩体也侵入泥盆系或石炭系，因此，该带不仅可能是热液矿床成矿远景带，而且，也可能为与大厂-芒场相似的产出矿床规模大、数量多的重要有色金属和贵金属成矿带。但本带位于相对下降的断块中，剥蚀程度比大厂地区弱一些。如有热液矿床存在，则出露地表的矿体相对比大厂地区少，矿体产出的深度相对要大一些。也许这就是本带岩体目前仍属非伴矿

岩体的重要原因之一。

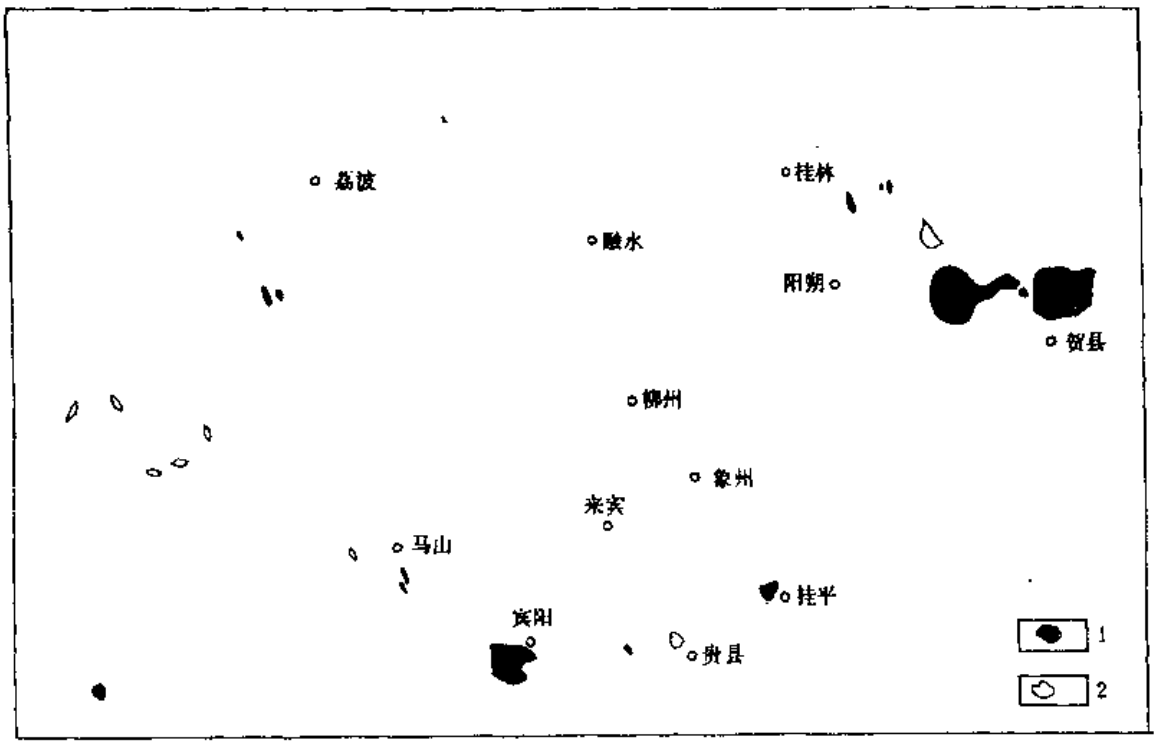


图 4-1-3　广西燕山期花岗岩体分布示意图

1—伴生热液矿床岩体；2—不伴生热液矿床岩体

2.成矿远景区预测和优选（以湖南郴县幅为例）

我们以 1969 年的 1∶20 万的郴县幅资料为基础，用三源成矿模式对全区热液矿床进行预测．首先确定矿源、水源和热源，把出露地表的岩体视为热源体，把零星的小岩体，热液矿化．蚀变等视为可能的热源区．把透水和含水性较好的 D_2–J 地层视为可能的水源区，把较大规模的断裂破碎带视为可能的水源体或水源通道．把寒武纪和震旦纪的碎屑岩建造视为钨、锡等金属的矿源区．在标明矿源、水源和热源的图上，可圈出三源的集聚区（简称三源区），这种区一般呈直径 4—10km 的圆形，个别的为规模较大的长圆形（图 4–1–4）。

郴县幅热液矿床预测图表明，单一的水源区中没有热液矿床，单一的矿源区中也没有热液矿床，单一的热源区中或大岩体中央通常也没有热液矿床．热液矿化，特别是大中型热液矿床主要集中于水源区和矿源区相邻，且有热源的部位，即三源区。

图幅内被视为水源体的 D_2–J 地层主要呈 SN–NE 向的向斜产出，它们将被视为矿源的前泥盆地层分成呈北东向展布的西、中、东三区．按三源成矿模式对本图幅内热液矿床进行预测的方法很简单，主要是沿水源和矿源区的界面查找热源，如有岩体，则可圈出三源区，即成矿远景区，如 W1、W2 等，若有很小的岩体或热液矿化和蚀变等，则可圈出可能的三源区或可能的成矿远景区，如 W10、W11、W6 等．此外，在水源区中，若在

离地面深度不大处有前泥盆系存在，又有岩体，则可圈出隐伏矿源的三源区，如 W6、W8、W13 和 E8 等。在矿源区内有热源体存在，且其位于长条状分布的水源区的延伸线上，离水源区距离不很大，则很可能是水源区受一定程度剥蚀的三源区，如 M5，可能还有 W5 和 E6。



图 4-1-4　郴县幅（1：20 万）热液矿床预测图（按三源成矿模式）

1—大中型热液矿床；2—小型热液矿床和矿点；3—三源区（区内有矿、水、热源）；4—可能的三源区

5—假三源区；6—热源体（岩浆岩）；7—透水含水地层（可能的水源区）；8—矿源区（AnD）

三源区分为二类：真三源区，即热源的形成晚于矿源和水源，先有矿源和水源的存在，后来岩浆上侵，使水源区的水受热而运动，并使矿源区的矿质活化，形成成矿热液；似三源区或假三源区，热源的形成早于矿源或水源的形成，通常是早于水源的形成，实际上岩浆侵位时没有水源。只有矿源和热源，故不是三源区，不能产生成矿热液。后来又形成了水源，如 M8、M9、M10 和 M12。岩浆岩属加里东期，而水源体为上古生界。即水源的形成晚于热源，或热源存在时还不存在水源。

用上述方法在西区圈出三源区 3 个，可能三源区 10 个；在中区有三源区 4 个，可能三源区 3 个，假三源区 4 个；在东区有三源区 5 个，可能三源区 3 个。全区圈出的三源区共 12 个，它们的面积仅占全区的 8.3%，而矿床数量却占了 86.4%（表 4-1-2），即已知矿床绝大多数集中于三源区。隐伏三源区共 16 个，面积约占 15%，少量热液矿床和相当多的矿化点集中其内。由于三源中的一种或二种源隐伏于深部，故有可能形成隐伏矿床。

在没有工业热液矿床的三源区和隐伏三源区中，按三源的空间位置，三源的标志和特征，我们认为下列预测区较有可能找到矿床：W3、W6、W7、W8、W9、W10、W11、W12、W13、M3、M5、M6、M7、M11、E7和E8的西南端。

表4-1-2　1：20万郴县幅图内不同三源区的面积及其中矿床数量统计表

区名	面积						矿床数量					
	非三源区		三源区		隐伏三源区		非三源区		三源区		隐伏三源区	
	(km^2)	%	(km^2)	%	(km^2)	%	个	%	个	%	个	%
西区	1840	76.7	180	7.5	380	15.8	0	0	11	84.6	2	15.4
中区	2400	85.7	180	6.4	220	7.8	0	0	3	100	0	0
东区	1900	67.8	330	10.7	600	21.4	0	0	5	83.3	1	16.7
合计	6140	76.8	660	8.3	1200	15	0	0	19	86.4	3	13.6

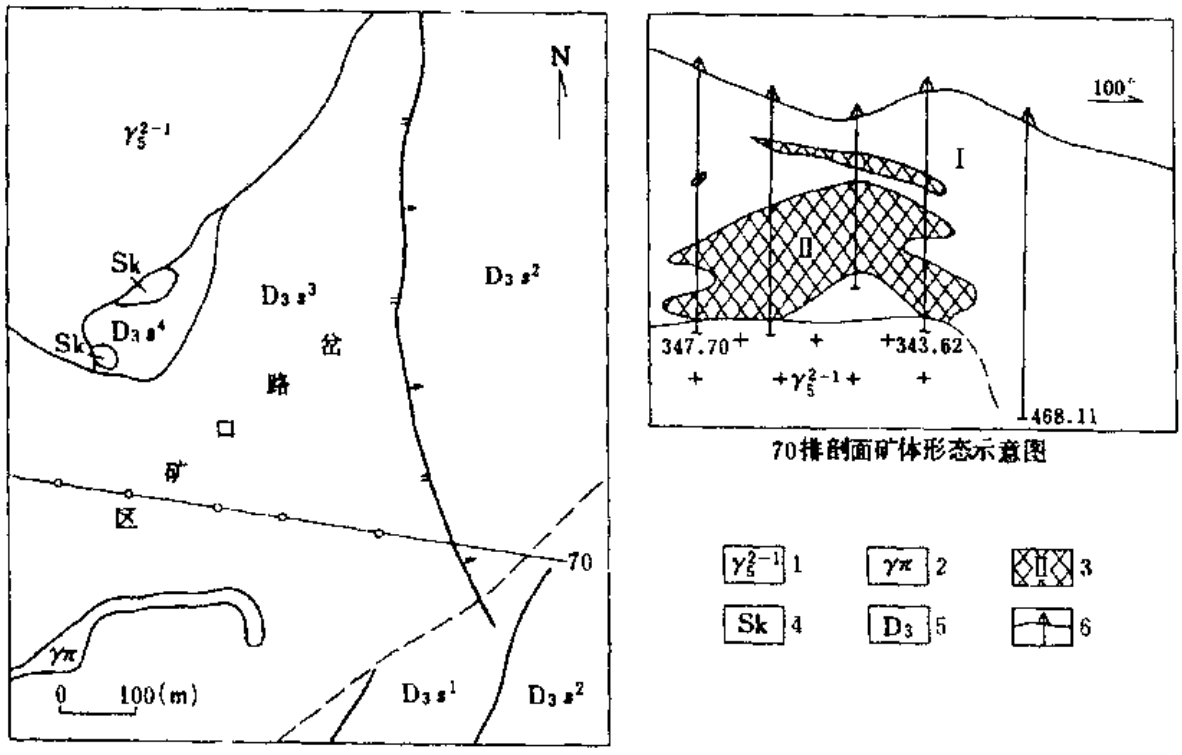


图4-1-5　岔路口矿区地质示意图（根据湘南队资料）

1—花岗岩；2—花岗斑岩；3—矽卡岩型矿体；4—矽卡岩；5—上泥盆统灰岩；6—钻孔

在已有矿床的三源区内还有找矿或扩大已知矿床规模的可能，如在 W2 或东坡矿田内，在南部和西南部的深部注意寻找层状的多金属矿床。在千里山岩体的南部的隐伏接触带上有岔路口矽卡岩矿体，70 排剖面的矿体看来尚未被完全控制，最东边占孔没有见矿，可能不是矿体尖灭，而是被断层所错（图 4-1-5）。因东部更接近矿源，或者说更靠近三源的中心，也许矿化会增强。在 M1 和 M2，即瑶岗仙矿区除继续扩大钨锡矿的远景外，尚须注意寻找脉型和层状的多金属矿床。M3 和 M4 是相互叠置的双三源区，本图幅内共有四个双三源区，其中三个都是矿化集中区，都有数个大中型矿床，它们分别为东坡矿田，瑶岗仙矿床和汝城白云仙钨矿床。而 M3 和 M4 双三源区只有一个小型锑矿床，该区内有矽卡岩，有钨矿化和铅锌矿化等。因此，是钨、锡、铅锌等成矿很有利的地区。

结束语

热液成矿问题是最复杂的地质问题之一，涉及岩浆的起源、演化、成矿物质的来源、成矿元素的迁移形式、搬运和沉淀的条件、水和其它挥发组分的来源、热液动力学、热液体系的热压状态的变化、热液与岩浆岩和沉积岩的交换反应、热液的成分和物理化学条件、构造对热液成矿的控制等等。因此，要提出一个完整的成矿模式或成矿理论需要有大量的实际资料。我们虽然对热液矿床某些基本问题进行了研究，对前人的许多资料进行了综合分析，并作了批判性的应用，提出了三源热液成矿模式，并以矿、水和热三源为准则，制定了热液矿床找寻和预测方法。但模式和方法都是很不完善的，许多问题还没有深入研究。不妥之处欢迎批评指正。希望三源成矿模式能在实践中得以验证，为发展成矿理论及实现找矿重大突破作出应有的贡献。

参 考 文 献

1. 丁悌平，1980，氢氧同位素地球化学，地质出版社。

2. 丁悌平等，1988，南岭地区几个典型矿床的稳定同位素研究，北京科学技术出版社。

3. 中国科学院贵阳地球化学研究所，1979，华南花岗岩类的地球化学，科学出版社。

4. 王昌烈等，1984，柿竹园钨锡钼铋矿床地质特征，钨矿地质讨论会论文集，地质出版社。

5. 叶庆同，1987，赣东北铅锌矿床成矿系列和成矿机理，北京科学技术出版社。

6. 刘裕庆等，1984，铜陵地区冬瓜山铜矿的稳定同位素研究，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第1号。

7. 宁芜项目编写小组，1978，宁芜玢岩铁矿，地质出版社。

8. 朱训、黄崇轲、芮宗瑶等，1984，德兴斑岩铜矿，地质出版社。

9. 冯钟燕等，1985，太行山北段接触交代铜矿特征、矿液性质和起源，国际交流地质学术论文集(4)，地质出版社。

10. 冯钟燕，1985，冀东兴隆一带层状黄铁矿一铅锌矿床的地质特征及其成因，矿床地质，第4卷，第3期。

11. 朱焱龄等，1981，赣南钨矿地质，江西人民出版社。

12. 成都地质学院，1978，矿床学，地质出版社。

13. 李九玲等，1979，闪长玢岩的钠长石化的实验研究，地质学报，第1期。

14. 陈先等，1981，76矿床包裹体测温研究，矿物中包裹体研究，科学出版社。

15. 何知礼，1982，包体矿物学，地质出版社。

16. 李洪昌等，1982，湘南地区钨矿床工业类型及成矿规律，湖南地质，第1卷，第1期。

17. 佟伟等，1981，西藏地热，科学出版社。

18. 陈文明，1980，斑岩铜矿与杂色砂页岩型铜矿床的内在联系的初步探讨，地质论评，第26卷，第6期。

19. 陈毓川，1982，玢岩铁矿矿化蚀变作用及成矿机理，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第1号。

20. 杜琦，陈明秀，1983，多宝山斑岩铜矿床成矿模式，矿床地质，第2卷，第2期。

21. 杜琦等，1988，多宝山斑岩铜矿床，地质出版社。

22. 沈保丰等，1977，某磁铁矿床中钠质交代作用的特征及其找矿意义，地质科学，第3期。

23. 苏守田，1981，沙岭梁矿床成矿温度及成矿热液特征，矿物中包裹体研究，科学出版社。

24. 肖启明等，1984，湖南锑矿成因探讨，矿床地质，第3卷，第3期。

25. 芮宗瑶、黄崇轲等，1984，中国斑岩铜（钼）矿床，地质出版社。

26. 怀斯勃洛特著，马秀娟译，1986，浅成侵入岩的流体包裹体，流体包裹体在岩石学和矿床学中的应用，地质出版社。

27. 季克俭、吴学汉，1981，成矿热液中水的来源及其与成矿的关系，中国地质科学院院报矿床地质研究所分刊，第2卷，第1号。

28. 季克俭、吴学汉，1982，关于似层状"矽卡岩"铁矿成因问题的讨论，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第2号。

29. 季克俭、吴学汉、张国柄，1982，热液矿床的三源表成热液成矿模式，中国地质科学院矿床地

质研究所所刊，第3号。

30. 季克俭、吴学汉、张国柄，1984，关于德兴斑岩铜矿铜源的初步研究，矿床地质，第3卷，第2期。

31. 季克俭、吴学汉、张国柄，1985，热液矿床成矿元素降低场及其意义，国际交流地质学术论文集（4），地质出版社。

32. 郑明华等，1982，论河南桐柏—泌阳一带金—银—多金属矿源层，成都地质学院学报，第3期。

33. 郑明华等，1985，论矿源层对金属矿床形成的控制，国际交流地质学术论文集（4），地质出版社。

34. 郑明华等，1986，论浙江治岭头金银矿床的成矿物质来源，矿床地质，第5卷，第1期。

35. 郑绵平等，1985，西藏扎布耶盐湖的研究，国际交流地质学术论文集（4），地质出版社。

36. 杨超群等，1980，湖南东坡网脉状云英岩—矽卡岩复合型钨钼铋矿床，中国地质科学院院报宜昌地质研究所分刊，第1卷，第1号。

37. 闻广，1983，成矿专属性与成矿继承性，矿床地质，第2卷，第1期。

38. 张大椿等，1984，江西阳储岭钨钼矿床稳定同位素组成特征的研究，矿床地质，第3卷，第2期。

39. 张湘训，1981，构造溶异型水晶矿床的成因及包裹体方法在水晶矿床成因研究中的应用，矿物中包裹体研究，科学出版社。

40. 张荣华等，1982，庐枞火山岩盆地的矿化蚀变与矿质来源，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第2号。

41. 张理刚，1980，鄂东南地区铁铜矿床的硫同位素研究，中国地质科学院院报宜昌地质研究所分刊，第1卷，第1期。

42. 张理刚，1985，稳定同位素在地质科学中的应用，陕西科学技术出版社。

43. 赵一鸣等，1983，闽西南地区马坑式钙矽卡岩型铁矿床，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第1号。

44. 韩发，葛朝华，1983，福建马坑铁矿床海相火山热液—沉积成因地质—地球化学特征，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第2号。

45. 南京大学地质系，1979，地球化学，科学出版社。

46. 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社。

47. 涂光炽，1979，矿床的多成因问题，地质与勘探，第6期。

48. 梁祥济等，1982，福建马坑辉绿岩铁的析出和铁矿形成的铁质来源的实验研究，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第1期。

49. 郭吉保等，1986，湖南柿竹园矽卡岩形成条件的模拟实验研究，南岭地质矿产文集，第二辑，地质出版社。

50. 黄典豪等，1985，陕西黄龙铺钼（铅）矿床类型、成因及铼分布特点的研究，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第4号。

51. 蔡本俊，1980，长江中下游内生铁铜矿床与膏盐的关系，地球化学，第2期。

52. 程裕淇、陈毓川、赵一鸣，1979，初论矿床的成矿系列问题，中国地质科学院院报，第6号。

53. 童潜明等，1984，湖南省南部泥盆系中统棋梓桥组铅、锌、铁、锰含量特征，矿床地质，第3

卷，第3期。

54. 斯达第买斯特著，程淑兰译，1986，一种贱金属和贵金属矿床的成矿假说，国外地质，第七辑，地质矿产部西安地质矿产研究所。

55. 黎彤、饶纪龙，1963，中国岩浆岩的平均化学成分，地质学报，43卷，第3期。

56. 裴荣富、刘瑛、吕凤翔，1985，再论大冶式铁矿，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第3期。

57. 翟裕生，1981，矿床学的研究现状和展望，地球科学，第2期。

58. 翟裕生，1985，矽卡岩矿床，矿床教学参考书（上册），地质出版社。

59. 穆治国等，1984，漂矿—西华山石英脉型钨矿床氢和氧稳定同位素研究，钨矿地质讨论会论文集，地质出版社。

60. 霍夫斯著，丁悌平译，1976，稳定同位素地球化学，科学出版社。

61. Barnes, H.L. (editor), 1979, Geochemistry of hydrothermal deposits, second edition.

62. Harris, P.G., Kennedy, W.Q. and Scarte, C.M., 1970, Volcanic versus plutonism—the effect of chemical composition, Mechanism of igneous intrusion, Galley Press, Liverpool.

63. Hiroshi Ohmoto and Robert O.Rye, 1974, Hydrogen and oxegen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan, Economic Geology, Vol.69, No6.

64. Hugh P.Taylor, Jr., 1974, The application of oxegen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, Economic Geology, Vol.69, No6.

65. Rebertson, J.K. and Wyllie, P.J., 1971, Rock—water systems with special reference to the water—deficient region, Amer.J. of Sci., Vol.271.

66. Sheppard, S.M.F., 1977, Identification of the origin of oreforming solutions by the use of stable isotopes, Volcanic processes in ore genesis, London.

67. Sourirajan, S. and Kennedy, C.C., 1962, The system H_2O—NaCl at elevated temperatures and pressures, Amer.J. of Sci. V.260, No2.

68 Taylor, H.P., 1977, Water / rock interactions and the origin of H_2O in granite batholiths, J. of the G. Society, V.133, No6.

69. Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O, Geol. Soc. America Mem.74.

70. White, D.E., 1968, Environment of generation of some base—metal ore deposits, Economic Geology, Vol.63, No4.

71. White, D.E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids, Economic Geology, Vol.69, No6.

72. Барабанов В.Ф., 1977, Генетическая минералогия, 《Недра》.

73. Басков Е.А.и др., 1973, Изотопный состав H, O, C, Ar, He термальных вод и газов Курило- Камчатской вулканической области как показатель условий их формировании, Геохимия, No. 2.

74. Боголепов В. Г., 1969, О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений центрального Казахстана, Доклады АН СССР, том. 187, No6.

75. Валуконис Г. Ю. и др., 1978, Роль подземных вод в формировании месторождений

полезных ископаемых, Л. «Недра» .

76. Глюк Д. С., Анфилотов, В. Н., 1975, Особенности фазовых отношений в кислых силикатных системах с фтором и водой. Гранитообразование и летучие.

77. Долгов Ю. А., 1979, Адиабатическая мобилизация и локализация рудного вещества. Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования, Том. I, Новосибирск.

78. Захарченко А. И., 1978, Особенности перехода расплавов в флюиды и эволюция их состава, Теория и практика термобарогеохимии, Изд. «Наука» .

79. Когарко Л.И.и др., 1977, Режим воды в магмах повышенной щелочности, Геохимия, No5.

80. Лебедев Е.Б., Хитаров, Н.И., 1979, Физические свойства магматических расплавов, Изд. «Наука» .

81. Павлов Д, И. и др. , 1970, Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными растворами в условиях высоких температур и давлений. «Докл.АН СССР», Т.195, No3.

82. Павлов Д. И. , 1975, Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование, «Наука» .

83. Петров В.И., 1972, Магма и генезис магматических горных пород, Изд. «Недра», Москва.

84. Попов В. С. , 1975, Растворение воды в магме и выделение ее из раствора, Гранитообразование и летучие, Свердловск.

85. Рахманов А. М. , 1978, Стадийность формирования скарного- редкометального месторождения Тахфон, Теория и практика термобарогеохимии, Изд. «Наука» .

86. Рябчиков И.Д.и др., 1975, Фазовые взаимоотношения в гранитных магмах при $P_{H_2O} \leqq P_{общ.}$, Гранитообразование и летучие. Свердловск.

87. Соколов Г. А. и Павлов, Д. И. , 1976, Об источниках рудообразующих веществ постмагматических магнетитовых месторождений. Источники рудного вещества эндогенных месторождений, М, «Наука» .

88. Ферсман А.Е., 1955, Избранные труды, том Ⅲ, Изд. АНСССР, Москва.

89. Таттл, О. Ф. , 1961, Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. I , Изд.АН СССР.

90. Хиторов, Н.И.и др., 1967, Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. Геохимия, No 11.

91. Чухров ф.В., 1976, О внемагматической природе вещества некоторых руд. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М. «Наука» .

照 片 说 明

1. 强蚀变花岗闪长斑岩中斜长石斑晶全被绢云母交代。德兴铜厂，(+)，底边长 3.9mm

2. 弱蚀变花岗闪长斑岩。德兴铜厂，(−)，底边长 4.5mm

3. 花岗闪长斑岩中暗色矿物主要为角闪石。德兴铜厂，(−)，底边长 3.9mm

4. 花岗闪长斑岩中暗色矿物主要为黑云母。德兴铜厂，(−)，底边长 3.9mm

5. 强蚀变花岗闪长斑岩，斜长石全被绢云母（灰白色）、碳酸盐（灰黑色）等交代。德兴铜厂，(+)，底边长 3.9mm

6. 条带状石英黑云母角岩。德兴铜厂，(−)，底边长 3.9mm

7. 斑点状角岩。德兴铜厂，(−)，底边长 3.9mm

8. 蚀变花岗闪长斑岩中斜长石斑晶几乎全被碳酸盐交代。德兴铜厂，(+)，底边长 3.9mm

9. 花岗闪长斑岩中磷灰石（黑色）被碳酸盐（白色）交代。德兴铜厂，(+)，底边长 1.57mm

10. 深约 1500 米处花岗闪长斑岩中斜长石斑晶的碳酸盐化（白色斑点）。德兴铜厂，(+)，底边长 2.46mm

11. 强蚀变花岗闪长斑岩，斜长石斑晶被绢云母（灰色）和碳酸盐（暗灰色）交代，基质中的斜长石主要被碳酸盐交代。德兴铜厂，(+)，底边长 3.9mm

12. 花岗闪长斑岩中斜长石斑晶全被绢云母交代，绢云母集合体中有碳酸盐团块（白色），绿泥石（黑色）包裹和交代碳酸盐。德兴铜厂，(+)，底边长 2.46mm

13. 花岗闪长斑岩中角闪石被绿帘石（暗灰条带）和绿泥石（灰白条带）交代。德兴铜厂，(−)，底边长 3.9mm

14. 花岗闪长斑岩中斜长石斑晶的碳酸盐化（白色团块和斑点）。武山，(+)，底边长 2.46mm

15. 花岗闪长斑岩中斜长石斑晶被沸石脉穿切和被沸石（白色）交代。武山，(+) 底边长 3.9mm

16. 花岗闪长斑岩中斜长石斑晶明显绢云母化。武山北山，(+)，底边长 2.46mm

17. 侵入于灰岩中的花岗斑岩中钾长石的碳酸盐（暗色斑点）化。柿竹园，(−)，底边长 3.9mm

18. 侵入于灰岩的花岗斑岩中钾长石全被碳酸盐（暗黑色）交代。柿竹园，(−)，底边长 2.46mm

19. 侵入于花岗岩中的花岗斑岩，斜长石绢云母化，基质以蠕英石为主。柿竹园，(+)，底边长 3.9mm

20. 细粒花岗岩中斜长石的萤石（黑色团块）化。柿竹园，(+)，底边长 2.46mm

21. 花岗斑岩中石英、钾长石和斜长石斑晶共生。柿竹园，(−)，底边长 3.9mm

22. 辉石花岗闪长斑岩。武山，(+)，底边长 3.9mm

23. 钨矿床上部泥质岩的电气石化。瑶岗仙，(−)，底边长 1mm

24. 铜矿细脉旁的退色蚀变。德兴铜厂，(−)，底边长 4.5mm

图版Ⅰ

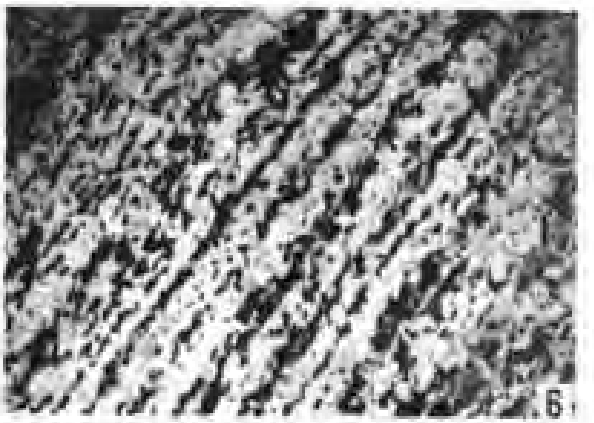

1


2


3


4


5


6


7


8

图版 II


9


10

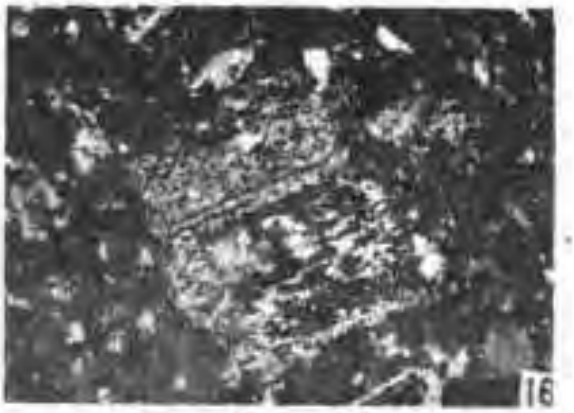

11


12


13


14


15


16

图版 III


17

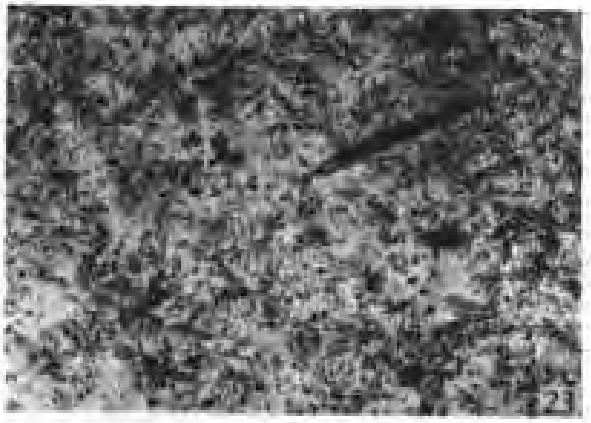

18


19


20


21


22


23


24