

太原理工大学

博士学位论文

煤地下自燃时覆岩中氦气运移规律及应用研究

姓名：王俊峰

申请学位级别：博士

专业：采矿工程

指导教师：靳钟铭;邬剑明

20100301

煤地下自燃时覆岩中氦气运移规律及应用研究

摘 要

煤炭是我国重要的基础能源和重要原料，是不可再生资源。煤炭自燃严重威胁着矿井的安全生产，而且造成资源大量浪费。然而，煤层自燃火灾发生于地下数百米深处，由于人员无法靠近以及火源的隐蔽性，给防灭火工作带来了巨大的困难。因此，自燃火源位置的精确探测一直是煤矿安全生产中的重大难题之一，也是一项世界性难题。地面同位素测氦法探测火源位置作为一种行之有效的技术已在自然发火严重的矿井进行了应用，但没有形成一个完善的理论；因此，深入研究煤地下自燃时覆岩中氦的运移规律及其影响因素，可进一步提高同位素测氦法探测煤层自燃火源位置的精度，可有效地解决矿井防灭火火源位置探测这一关键技术，具有重要的科学意义和应用价值。

通过分析氦运移规律的影响因素，得出了自燃煤层覆岩中氦运移的基本原理，借助自行研制的国内外最大的煤自燃与测氦实验台，通过实验研究、理论分析、数值模拟、以及现场探测的方法，对煤地下自燃时覆岩中氦迁移机理、不同温度下和不同深度处氦的析出特征、不同地表条件下现场实际探测分析、以及对自燃煤层开采过程中采空区自燃危险区域模拟，结合地表探测分析氦的异常区域进行了系统的研究。

主要研究内容及结果如下：

(1) 自燃煤层覆岩中氦异常形成的机理。从氦的产生、性质和来源入手，分析了煤自燃对覆岩中氦的影响，结合“geogas”理论的特点，提

出了自燃煤层覆岩中氦异常形成的机理。

(2) 煤自燃与测氦实验台的研制。在分析煤自燃过程中覆岩中氦的迁移机理基础上, 研制了国内外自动化程度最高的煤自燃与测氦实验台。该实验装置可模拟不同粒度、不同漏风强度下煤自燃的全过程, 以及氦在不同射气介质、构造条件下的析出规律。

(3) 煤自燃生成气体与氦析出的相关性实验及实验台温度场的实验研究。通过煤自燃实验, 得出煤自燃的特征温度及各特征温度下的标志气体与氦析出的关系; 分析了自燃过程中各层位高温区域与时间的关系及中心测点高温区域与层位的关系和特点, 为研究煤地下自燃时布置覆岩中测氦点的位置提供了参考。

(4) 煤自燃时覆岩中氦运移的实验研究。应用实验台研究了不同射气介质在煤自燃过程中氦的析出规律, 得出不同孔隙率、不同温度以及不同位置及深度对氦析出率的影响及程度。

(5) 矿井自燃火灾中氦气探测的现场观测研究。给出了地面测氦技术探测自燃火源的探测工艺及野外原始数据的有效取值、分析方法; 通过对 4 个典型条件下的现场探测, 结合实际灭火工程效果, 得出典型条件下地表氦异常与煤地下自燃的相互关系, 为同类条件下的探测提供参考依据。

(6) 采空区自燃危险区域数值模拟及上覆地表氦的析出规律。通过对乌达矿区黄白茨矿 1293 长壁工作面采空区气体的长期观测, 应用 CFD 模拟技术模拟了自燃危险区域, 结合地表氦气探测技术, 验证自燃危险区域一致性, 同时为采空区自燃地面测氦法探测测场布置提供科学依据。

关键词: 煤自燃, 覆岩, 氦气, 特征温度, 指标气体, 析出率, CFD 模拟

Radon Migration in Overlying Strata during Spontaneous Combustion of Coal Underground and Its Application

Abstract

Coal is an important basic energy and raw materials. More importantly, it is a non-renewable resource. The spontaneous combustion of coal, resulting in substantial waste of resources, threats to the safety of production. However, fire prevention has faced to great difficulties due to the imperceptibility of fire and its hundred meters below under the ground. Therefore, it has been being a major worldwide problem to precisely detect the location of fire source. The measurement of radon isotope has been applied to many coal mines to detect fire source, but it is short of a complete theory. Therefore, radon migration law in overlying strata and its influencing factors are the keys to further enhance the precision of fire detection, showing the scientific significance and application value.

The basic principle of radon migration was obtained on the basis of the analysis of the influencing factors on the radon migration. Using the largest self-developed spontaneous combustion of coal and radon laboratory bench, the migration mechanism of radon under overburden rock during the spontaneous combustion of coal underground, the characteristics of radon liberation at the different temperatures and in the different depth were systematically studied through experimental research, theoretical analysis and

numerical simulation combined with on-site detection. The dangerous zone of the spontaneous combustion of coal in goaf was simulated. The abnormal regions of radon were analyzed according to detection on the ground.

The main research contents and results are as follows:

(1) The forming mechanism of abnormal radon in overlying strata during the spontaneous combustion of coal. The forming mechanism of abnormal radon was proposed on the basis of the combination of the effects of coal spontaneous combustion on radon in overlying strata and the "geogas" theory, according to the formation of radon, characteristics and sources.

(2) The research and development of the spontaneous combustion of coal and radon bench. On the basis of the mechanism of radon migration, the spontaneous combustion of coal and radon bench was developed with the highest level of automation, which can be used to research the whole process of spontaneous combustion of coal with the different sizes and air leakage intensity, as well as radon migration laws in different media and under different construction conditions.

(3) Research on the relationship between gases generated during the coal spontaneous combustion and the radon migration and the experiments on temperature field in the bench. The relationship between the index gases and the radon migration at the characteristic temperature was obtained. The relationship between the high temperature zones in different horizons and time and that between the high temperature zones in the centre measuring point and horizons, giving a guide for the arrangement of the radon measuring points during the coal spontaneous combustion.

(4) Experiment of radon migration in overlying strata. The radon migration law in the different emanation media was studied during the spontaneous combustion of coal in the bench, giving out the effect of the porosity,

temperature, position and depth on the radon libration.

(5) On-site observation of the radon detection. The ground radon detection process, the data effective values and the analytical method were given. The relationship between the spontaneous combustion of coal underground and the abnormal radon amount on the ground through the on-site detection under four typical conditions, combined with the actual fire-fighting project results.

(6) The numerical simulation of spontaneous combustion dangerous zone in goaf and the earth's surface radon libration law. Through long-term observation on gases in goaf on Wuda mining 1293 longwall working face, the danger zone was simulated with CFD, suggesting the consistency of spontaneous combustion dangerous zone with the on-site observation.

Key words: spontaneous combustion of coal, overlying strata, radon gas, characteristic temperature, precipitation rate, CFD simulation

声 明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在指导教师的指导下，独立进行研究所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含其它个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：_____ 日期：_____

关于学位论文使用权的说明

本人完全了解太原理工大学有关保管、使用学位论文的规定，其中包括：①学校有权保管、并向有关部门送交学位论文的原件与复印件；②学校可以采用影印、缩印或其它复制手段复制并保存学位论文；③学校可允许学位论文被查阅或借阅；④学校可以学术交流为目的，复制赠送和交换学位论文；⑤学校可以公布学位论文的全部或部分内容（保密学位论文在解密后遵守此规定）。

签 名：_____日 期：_____
导师签名：_____日 期：_____

第一章 绪 论

我国是一个多煤少油的国家，已探明的煤炭储量占世界煤炭储量的 33.8%，可采量位居第二，产量位居世界第一位，出口量仅次于澳大利亚而居于第二位^[1]。煤炭是我国重要的基础能源和重要原料，是不可再生资源。煤炭工业是关系国家经济命脉的重要基础产业，支撑着国民经济的持续高速发展。在《中国可持续能源发展战略》研究报告中，20 多位院士一致认为，到 2050 年煤炭在一次性能源生产和消费中所占比例不会低于 50%^[2]。可以预见，煤炭工业在国民经济中的基础地位，将是长期的和稳固的，具有不可替代性，在未来相当长的时期内我国以煤为主的能源消费格局不会改变。

在煤矿的生产过程中，煤炭自燃严重威胁着矿井的安全生产。据不完全统计，我国自燃或存在自燃危险的矿井已占到60%以上，煤炭自燃而引起的火灾占矿井火灾总数的90%以上^[3]。随着煤田的大规模开发，自燃火灾越来越成为煤矿生产的突出问题之一。据统计，仅中国北方地区，每年直接烧失煤炭储量2000万t，间接破坏煤炭资源2亿t，成为困扰中国煤炭资源持续开发与矿区可持续发展的重要问题。因此，我国政府已将自燃火灾的防治列入“中国21世纪议程”。中国从“七五”~“十五”期间，不间断对自燃火灾进行了攻关研究^[4]。

太原理工大学防灭火专家邬剑明教授认为：矿井防灭火的关键在于自然发火早期预测预报、火源位置的精确探测和火区信息检测，其中火源位置的精确探测一直是煤矿安全生产中的重大难题之一，也是一项世界性难题^[5, 6]。中国煤炭学会常务副理事长胡省三研究员认为非接触隐蔽火源探测技术是煤矿安全领域21世纪前期应重点突破的关键技术之一^[7]。

因此，深入研究隐蔽火源的非接触探测技术是非常迫切的。

1.1 问题的提出

煤自燃是煤与氧自发产生的氧化放热反应，是一个极其复杂的、动态的、自加速、自组织的非线性过程^[8]，其实质是一个缓慢地自动氧化、放热、升温最后引起燃烧的过程。随着煤自燃过程的发展，煤体内的各种参数都在发生变化，进而造成高温区域

的位置、温度随时间发生动态地改变^[9]。

煤层自燃火灾发生于地下数百米深处，由于人员无法靠近以及火源的隐蔽性，给防灭火工作带来了巨大的困难。已故工程院院士戚颖敏认为：采空区火源探测的问题，在我国依然是一项开放性的课题，还需要继续加大力度，花费一定的时间与人力物力去进行研究^[10]。

国内外曾在地面应用钻探、物探等传统的方法进行了火源探测的试验研究，但由于经济和技术上等原因，均未能获得成功。太原理工大学（原山西矿院）在 20 世纪 80 年代首次将核同位素测氡技术应用于煤矿自燃火源位置的探测中，进行了一定的理论研究^[11]和大量现场的实际应用。同位素测氡法探测煤层自燃火源位置的理论基础是煤体温度升高过程中氡及其子体在煤岩体的运移规律，但目前氡及其子体在煤岩体中运移规律在全世界范围内仅提出一些假说，并没有形成一个完善的理论；在进行理论研究的同时国内外学者也进行了实验研究，以便弄清楚真实的氡运移规律，但很少有研究地下煤层自燃对氡运移规律的影响，公开发表的文献中鲜见有关这一方面的研究，所以本论文研究“煤地下自燃时覆岩中氡的运移规律”，提高同位素测氡法探测煤层自燃火源位置的精度，可有效地解决矿井防灭火火源位置探测这一关键技术，是建立本质安全化矿井的重要科学前提，具有重要的科学意义和应用价值。

本论文为澳大利亚（ACARP）基金项目“Laboratory-Based Study on Radon Emanation from Coal and its Vertical Movement in Overburden Strata”（项目编号：C13021）和国家科技部国际合作重点资助项目“煤自燃过程中氡的运移规律的研究”（项目编号:2006DFA62520）以及山西省国际科技合作项目“煤升温氧化过程中氡在煤岩体中迁移的研究”（项目编号：041004）研究内容的一部分。

1.2 煤自燃火源探测技术研究现状

为了解决煤层自燃火源位置探测的难题，世界各国对此进行过许多试验和研究。其探测原理均是探测煤自燃过程中煤体本身或周围介质的物理性质或化学性质的改变量，以此作为信息来反映自燃程度^[12]。其探测方法有测温法、无线电波法、地质雷达法、遥感、物探、化探以及同位素测氡法等。总体上可将火源探测方法分为井下探测法和地面探测法。

1.2.1 井下探测法

1.2.1.1 温度测定法

温度测定法^[13-15]可分为接触和非接触两种，接触型测温法在煤壁内钻孔，预埋设测温探头，定期对温度进行检测以发现煤体内高温异常。非接触型测温则是应用远红外成像技术在井下测量煤体升温状况，井下用红外热成像仪探测煤体升温，有效探测距离为 30m, 30 m 外的低温氧化体及高温点存在位置不能预测。能探测 30-50m 范围，受水影响地段的探测准确率偏低。这两种方法在我国也有试验研究，煤科总院合肥研究所曾做过这方面的研究，因探测范围有限且受井下气流及煤岩体、设备重叠高温源的影响，仅能探测煤壁自燃，对采空区火源位置探测则难以适应。

1.2.1.2 无线电波法

无线电波法^[16]的原理如图 1-1 所示，温度传感器将所测温度物理量转变为无线电波传出采空区，由巷道内的接收机接受，再将电信号转变为温度的物理量。在采空区，随工作面推进一定距离放置可发射无线电波的温敏传感器，当采空区升温时，传感器发射无线电波，巷道内接收机可接受到发射信号，并记录该信号的发射地点和温度变化量，从而起到了探测火源位置与预报作用，我国由重庆煤科院进行了试验研究。



图 1-1 无线电波法工作原理

Fig.1-1 The working principle of radio wave method

该方法目前处于试验阶段，其存在的主要问题是探头的维护及成本，对老采空区火源探测不能适用。

1.2.1.3 地质雷达法

地质雷达法^[17,18]的基本原理为：发射天线将高频电磁波以宽频短脉冲的形式发射

到地下，电磁波在地下介质中传播时，会因介质电性的不同发生不同程度的衰减，遇到不同介电性质（断层、破碎带、高温带等）的分界面时会发生反射，反射信号为接收天线接收，经数字信号处理即可得到反映地下介质的电性分布的雷达图像。可结合具体地质情况加以分析验证，从而探明煤田自燃区的分布情况，为灭火工作提供依据。

一般原煤具有较高电导率，而自燃区上覆岩层长期受煤层自燃烘烤，含水量小，电导率低，巨大的电性差异可以区分出原煤层与围岩；煤层经过自燃成为部分氧化煤或完全氧化煤，其成分发生巨变，从而引起电性的明显改变，因此，也容易区分完全燃烧煤、部分氧化煤及原煤。

从地质雷达图像单道波形来看，原煤区有强反射（图 1-2a），而自燃区则无明显反射界面，波形比较凌乱（图 1-2b）。

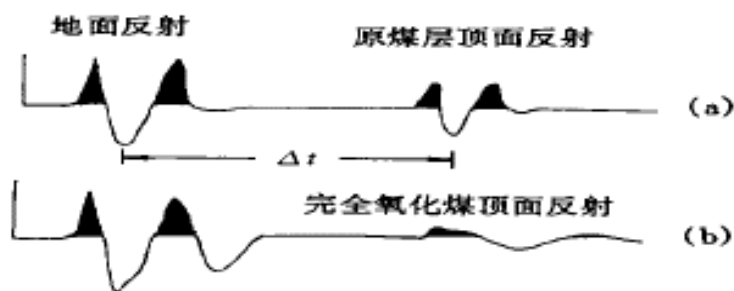


图 1-2 地质雷达的单道波形

Fig.1-2 Single channel wave shape of geological radar

而当探测火源时，其波的衰减过快，并且在井下非连续介质中作温度的定性或定量分析缺乏准确性，缺乏可靠的对比参数，区分构造体与自燃隐患或自然发火源困难，目前尚处于研究实验阶段。

1.2.1.4 双元示踪法

淮南工学院在井下进行了试验，其原理^[19,20]是利用灭火剂 1211 (CF_2ClBr) 在高温下易分解，同时 SF_6 在高温下热稳定性好的特点，通过两种气体在释放时与接收时的浓度对比，得出是否发生了自燃，起到火源探测的目的。探测工艺是在进风侧同时定量释放 SF_6 和 1211，在回风侧检测两种气体的浓度，如果 1211 减少，则说明在示踪气体流径的线路上有高温火源存在^[7]。煤炭自燃一般发生在采空区和煤柱内，而这些地点人员无法直接到达，这给准确确定煤炭自燃位置，迅速灭火带来极大的困难。该方法只能定性判定有无高温点，但高温点具体位置与范围则无法确定。另外， CF_2ClBr

明显热解温度在 550℃以上，在实际应用中，该温度有些偏高。

1.2.1.5 数值分析法

数值分析法^[21]由阜新矿院、中国矿业大学、西安矿院等单位作过研究，该法的原理是：在采空区周边测量与火源定位有关的参量，如温度、火灾气体浓度等，以这些测定参量为边界条件并结合某一数学模型，如三维非线性流场理论、渗流理论、有限元理论等，进行数学推导，从而确定出这些参量在采空区内达到最大值的点，该点即为煤炭的自燃火源点。严格地讲，这仅是一种分析方法，且受井下气流及外界因素干扰，其模型是建立在一定假设基础上的，与实际存在着较大差异，在现场应用中存在许多待解决的问题，而且对已采区煤层自燃不能适用。

1.2.1.6 井下火灾气体测量法

当煤炭发生自燃时，随着温度的升高会伴随产生 CO，CH₄，C₂H₆，C₂H₄ 等气体，经实验研究证明，该气体组份与温度有一定的规律，因此这些气体的量可以作为衡量自燃发生程度的指标，故而将它们称为指标气体。该方法^[22-24]通常用仪器或束管检测系统检测煤自燃释放的指标气体，以确定煤氧化的温度和煤炭自燃火源点的大致范围。但用该法无法知道煤炭自燃的确切位置和发展变化速度，并且受到井下通风因素的影响。井下气体测定法在国内应用极为普遍，此法可作为煤炭自燃火灾发展的态势进行预测预报。

1.2.2 地面探测法

1.2.2.1 遥感技术

遥感技术^[25-27]这是 20 世纪 60 年代兴起的一种非接触型探测技术，是根据电磁波的理论，应用各种传感仪器对远距离目标所辐射和反射的电磁波信息，进行收集、处理，并最后成像，从而对地面各种景物进行探测和识别的一种综合技术。利用地表热效应、植被效应和边界裂隙等综合因子反映到遥感图像上，可实现煤田大面积火灾区域的探测。由中国煤炭遥感地质中心、地矿部遥感中心等单位做过这方面工作，并完成我国三北地区煤自燃与环境普查，属区域性普查，对生产性矿井煤层火灾治理指导意义不大。国外由印度、美国也做过这方面工作，探测深度受地表热辐射背景以及上覆岩层岩性、构造的影响，一般为 50~160m 左右。

但由于利用航空遥感方法进行大面积煤田火区调查,不但时间长,而且投资大,故很难用于大面积监测,其实用性仍受到限制。

而能探测热红外辐射的遥感卫星有 NOAA 气象卫星及装有 TM 传感器的陆地卫星。据分析,NOAA 卫星 AVHRR 图像分辨率低,只能分辨燃烧面积较大的煤田火区,对火区细节(即火区内各处火情变化)反映差,获取的信息不能服务于灭火工程,而 TM 图像不具有较高的空间分辨率(热红外波段分辨率为 120m)。

1.2.2.2 地面火灾气体测量法

其原理^[13]是利用煤炭自燃火源区域与地面存在一定的压差和分子的扩散,自燃源向地面存在着气体流动,而在地表层中产生一些有代表性气体是从煤炭自燃源点垂直方向放射的。据此在预定自燃源处布置 10~30m 方形寻找网,在布置网点处打深度为 1~1.5m 的钻孔,从中取气样快速分析,如 CO、CH₄、C₂H₆、C₂H₄、H₂ 等,根据取得的结果绘制成气体异常图,并据最大含量的代表性气体确定火源点的大致位置和火灾的燃烧程度。由于利用地面气体探测法时气体须能够不断向上运移而不与其他物质发生化学反应,要使气体能扩散至地面,矿井通风必须是正压通风。地面气体测定法虽能大致确定自燃火源的位置,但它受到采深、自燃火区上覆岩层性质、地表大气流动的影响,可做为探测火源的辅助手段。

1.2.2.3 磁探测法

磁法勘探^[28,29]是物探方法中最古老的一种。磁法开始用于研究大地构造,及解决地质填图中的一些问题。煤层上覆岩层中一般都含有大量的菱铁矿及黄铁矿结核,当煤炭自燃时,上覆岩层受到烘烤,其中的铁质发生物理化学变化,形成磁性矿物,并且烧变岩由高温冷却后保留有较强的热剩磁。火区这一特殊的磁性特征,使磁法勘探火区火源边界成为可能。然而,火烧岩需 400℃以上的温度方可有足够的磁性,而对于自燃初期的煤田在温度和规模上都难以达到;在生产矿井采空区中本身很有很多磁性遗留物,给磁法探测火源位置带来了很大干扰;煤层顶底板岩石中分布的铁质结核不均匀,实测的磁异常可能形态复杂,成波状或锯齿状变化,测线不完整,平面上连续追踪性较差。因此,磁探法更多地应用于煤田自然发火火区,而生产的矿井采空区遗煤自燃或煤柱自燃火灾的探测则受到限制。

1.2.2.4 电阻率法

电阻率测深法简称电测深法^[30,31]。它是在地面的一个测深点上(即 MN 极的中点),通过逐次加大供电电极, AB 极距的大小, 测量同一点的、不同 AB 极距的视电阻率 ρ 值, 研究这个测深点下不同深度的地质断面情况。

在自然条件下, 影响煤炭、岩石的电阻率因素主要有煤岩的矿物成分、结构、构造、煤岩孔隙度和含水性。根据大量多孔性岩石电阻率的测定, 统计得出如下经验公式:

$$\rho = a\eta^{-m}S^{-n}\rho_0$$

式中: ρ ——岩石的电阻率;

ρ_0 ——填充于孔隙中水的电阻率;

η ——孔隙度;

S ——含水饱和度;

n ——饱和度指数;

m ——孔隙度指数;

a ——比例系数。

正常情况下, 埋藏于地下的煤层, 沿走向(或其他方向)因其结构状态和含水性变化不大, 电阻率基本保持不变。然而在煤炭自燃过程中, 煤层的结构状态及其含水性会发生较大的变化, 从而引起煤层及周围岩石电阻率的变化。在自燃初期, 由于空气中的水份逐渐凝聚, 使得裂隙中的水份增加, 导电性增强, 会导致电阻率下降。而在自燃后期, 由于煤层比较充分燃烧, 其结构状态发生较大变化, 水份蒸发, 表现为较高的电阻率值。这就是电阻率探测煤炭自然发火火源位置与范围的原理。该方法受大地杂散电流干扰大, 在测区附近有高压线、大型电机等设备时将使测定数据受到干扰, 对区分地质构造与火源存在多解性, 也受地形的影响。故此法主要应用于露天开采矿井或煤田的煤层自然发火火源位置的探测。在埋深较大时探测火源位置难以取得明显效果。

1.2.2.5 浅表米测温法

米测温技术^[32-34], 即1 m 深度测温, 是一种浅层测温方法。通过探测近地表1 m 深处温度, 对所得米温异常进行分析处理, 可定性了解地下深处热源的赋存状况。浅表

米测温对浅层着火区的探测反映明显,不受仪器设备、电缆钻孔和巷道等的制约,测量简便易行,是一种较为有效的着火区探测方法。但由于实际地下采空巷道十分复杂,目前尚难对深部采空巷道进行探测,而且米测温易受地表气温、地形等变化的影响,特别是导气裂隙容易引起米温假异常,因此必须结合钻探等资料进行综合分析。在今后的研究与应用中,应深入研究米温测量结果分析在灭火效果评价中的应用。

1.2.2.6 同位素测氦技术

该方法由太原理工大学(原山西矿业学院)矿业工程学院首创^[5]。从 80 年代中期以来,进行了地面同位素测氦法探测煤层自燃火源位置与范围的研究,其原理是利用煤岩介质中天然放射性氦随温度升高析出率增加的特性,在地面探测氦的变化规律,并经过一系列数据分析处理方法从而给出火源位置、范围及发展趋势。96 年以来,改进了探测方法及仪器,研制了测氦探火(CDTH)数据处理软件包,探测结果可给出火区分布平面图、立体图和火源发展趋势图。目前,探测深度可达 600m,理论研究可达 800~1200m,且能探测出高温氧化点。该方法操作简便、成本低、精度高、抗干扰能力强,缺点是要求地表有一定的表土层,受水的影响大。目前已在中国山西、山东、内蒙、河南以及澳大利亚等自然发火严重的矿区进行了应用,为矿区防灭火工作提供了科学依据。该技术 2000 年 7 月被山西省科技厅鉴定为“国际领先水平”。

1.3 氦的运移规律的研究现状

自1900年德国物理学家F.E.Dorn发现元素氦以来,氦及其子体一直受到了科学界的广泛关注,并作为一种方便、有效的测量探测技术广泛地应用在矿产地质、水文地质、工程地质、灾害地质、环境地质等方面,并取得了良好的效果。然而,人们在拓宽其应用领域,研究测量技术的同时,也对氦及其子体的释放和运移规律进行了研究。迄今为止,氦及其子体是如何从地下深处运移到地表附近,为何在地面数千米的高空也含有大量的氦及其子体,一直是困扰科学界的难题之一,国内外学者对“氦及其子体的运移规律”研究还处在实验阶段,目前只是提出了一些假说^[35-46],认为:氦的迁移是一个很复杂的过程,受多种因素控制,是多种迁移机制的综合。在地壳深部,由于受氦半衰期短的限制,氦的首先是它的母体铀、钍的迁移。铀、钍迁移到地球浅层聚集,发生衰变产生氦,氦再通过扩散理论、对流作用、抽吸作用、泵吸作用、地下水的搬运作用、伴生气体的压力作用、地热作用、地震应力作用引起的毛细压力的变

化、大气压力的纵深效应等迁移到地表。

通过100多年来对氡及其子体的运移研究，主要可以分为两个大的方面，即外因和内因。外因方面的研究起步比较早，在20世纪30年代就已经开始；内因方面的研究比较晚，20世纪末21世纪初才开始^[47]。

1.3.1 外因引起氡的迁移机理

1.3.1.1 扩散对流作用

扩散对流作用是最早提出的氡迁移机理假说。最早由Flfigge^[48]和Zimens^[49]提出氡运移是扩散引起的。扩散运移机制认为，由于浓度的差异引起氡从高浓度向低浓度的地方迁移。它是建立在Fick定理基础上用于解释氡气运移的一种理论，至今仍被认为是氡运移的重要机理。几十年来，这个理论模式一直是解释氡迁移的主要依据。苏联学者们在这方面建立了一整套各种不同形态射气体的理论计算公式，根据这些公式的计算，氡射气在岩层中向上迁移一般也只有几米。如果再加上对流作用，迁移最多也只有几十米。随着氡气测量的广泛应用与深入研究，人们发现只用扩散理论是不能解释所观测到的众多现象。

为了弥补扩散理论的不足，Fleisher和Mogro-Campero^[50-53]提出了流体对流理论：由于地温梯度和压力梯度的存在，在地下空间可以存在气体的对流。其运移速率可以使氡气运移很长距离，远远超过扩散作用。并指出：在高渗透区，这种热对流可能是氡气运移的一种主要模式。

刘庆成^[54]等在前人工作的基础上，设计了一种氡运移模型，用氡运移的扩散对流理论检验实验结果，证明近地表岩石、土壤和空气氡的运移，可以用扩散、对流理论解释。

李良^[55]应用气体扩散理论，给出了水氡异常变化与体积应变的关系式，证明由于气体的扩散效应，水氡异常的变化可使体积应变变量有相当于 10^5 的放大作用，这可能是氡异常灵敏的主要原因。

李韧杰^[56]根据氡在多孔介质中的理论，导出氡在充满流体的空隙中行进的动力有体积活动梯度和压力梯度两种，即扩散和对流，扩散是低渗透性土壤中氡迁移的主要方式，而对流是较高的可渗透性土壤中氡迁移的主要方式。多数情况下氡是这两种迁移方式的结合。

程业勋等^[57]讨论了近地表空气中氡运移理论方程,并给出了室内模拟实验,进而讨论了扩散系数、对流系数及氡析出率等参数的选择问题。

1.3.1.2 孔隙流体作用

该理论是建立在达西定律基础上的一种氡气运移机制。该理论^[50,53,58]认为,在毛细孔隙中,氡气被流动的气体或水携带运动。运移距离依赖于流体流动速率,这使长距离运移成为可能。Tanner就氡气的扩散和流体的携带机制进行了详细的论述。

S.Lombardi等提出氡气浓度的大小是与岩石的渗透系数有关的。Wilkening^[59]提出,氡半衰期很短决定其距离很短,深部氡的迁移需要依靠一种相对快速运动的气体。

Lennart Malmqvist等通过用“倒置杯子”方法在不同深度的土壤中测量氡的浓度以及对同一剖面的钻孔中取岩心样测量氡的扩散等的结果,发现地下流体也非常重要,并主导着氡气在地下运移。

李亚平等^[60]认为水中氡的迁移主要取决于水的迁移,地下水的运动就成为氡迁移到地表的一个重要途径。

叶树林等^[61]认为由于滑坡作用,导致土体和岩体中已有和潜在的裂隙加大或发生破裂,连通性变好,使其中流体沿裂隙迁移运动,从而带动氡向上迁移。

戴华林^[62]等研究了测氡确定隐伏断裂的理论基础:当岩石中存在岩溶、节理裂隙、断裂破碎带时,它们便是地下水和气体良好的储存场所和运移通道。水和气体的运动带动了氡的迁移。

1.3.1.3 气体或微气泡搬运作用

20世纪80年代J.E.Gingrich提出了气体搬运假说^[50],认为:扩散可以解释氡原子离开矿物而运动,并以极短的距离运移而进入开放的、或者充满水的颗粒间的微孔中。在此,也可以发生其它重要的搬运形式。这些搬运机制通常分为两个范畴:地球的力学作用和流体的对流。从而使氡气长距离运移,大大超过扩散作用。

微气泡理论^[63]认为,在潜水面以下,存在着微气泡,氡附着在微气泡上向上运移,速率很快,可以运移很长距离。而在潜水面以上,氡主要是以扩散与对流方式运移。

Kristiansson and Malmqvist^[50]曾在地下6m进行的氡气测量中,证实了向上流动气体的存在。地下水面以下向上携带氡的气泡已被Somogyi和Lenart在实验室中证实。

1.3.1.4 应力应变作用

应力应变的变化可引起岩石孔隙的压缩、膨胀以及裂隙的产生和发展,岩石的变形及次生效应,断层的错动蠕动等,这些都可引起氡的迁移。

车用太等^[64]认为,含水岩层是多孔隙介质,在很低的应力水平下发生变形,从而改变岩体的孔隙率及孔隙压力,导致水动力水平和状态的变化,由此引起氡的迁移。

张朝明等^[65]通过研究井孔—含水气层物理模拟实验以及地下水气补给与逸出气动态的关系实验得出:地下逸出气动态的最基本特征是突发、阵发。其形成机制可解释为在逸出气的运移、排放过程中存在地壳应力应变积累释放的往复过程。

1.3.1.5 温度压力作用

当空气温度较高时,在热作用下,水蒸汽蒸发,致使地下的氡气不断向上迁移,这就是抽吸作用;另外,由于地热梯度的关系,气体在向冷的部位时,带动氡的迁移。压力作用有伴生气体的压力作用和大气压力的纵深效应。

李韧杰^[66]对废石和尾矿氡的析出率与温度压力的关系进行了相关性分析,发现气压的变化会使氡的析出产生一个瞬时变化,原因是气压的变化在大气、废石和尾矿之间产生了压力梯度,导致其中的气体垂向迁移。地温和气温的差别与氡析出关系密切,温差增大,氡的析出率也增大。

程业勋等^[67]对我国各地氡的测量结果研究发现,空气中氡浓度的日变、地下1m以下的年变与气温存在很好的相关性,即每天的气温最高时间段12:00~14:00氡浓度最低,夜间温度最低的2:00~3:00氡浓度最高;每年温度最高的6~8月空气中氡浓度最低,温度最低的12月到来年1月浓度最高。日温差大的季节和年温差大的地区空气中氡浓度变化幅度较大(除此之外,风的影响不可忽视)。地下1m以下土壤中氡浓度的日变化不明显,而年变化差不多滞后半年,故1,2月才是浓度的最低值。这主要是由于太阳辐射大部分被反射,少部分进入土壤;另一方面由于土壤的导热率很低,太阳辐射传到地下深处要经历较长时间,地表温度的年变化传入深部要滞后大约半年。这说明地下氡浓度的年变化也主要是温度变化所致。

1.3.1.6 接力传递作用

Folger等^[68]用数值模拟方法研究了水氡的迁移,认为水氡是依靠其载体的流动而迁移,但长距离的迁移与其母体铀、镭的迁移息息相关。

白云生^[69]等分析了多种氡迁移机制,认为氡的迁移距离在不少情况下取决于铀矿体周围地质作用而发育起来原生晕和次生晕的发育程度,氡的母体镭元素的运移距离在很大程度上决定了氡的运移距离,铀矿床氡迁移机制一般为多棒接力传递作用。

吴慧山^[70]等认为根据氡的半衰期,扩散和对流只能使氡做短距离运移,长距离运移要依靠接力传递作用实现的。

1.3.2 内因引起氡的迁移机理

内因引起氡的迁移机理的研究是近几年才开始的,还处在探索阶段,一些结论是在理想条件下得出的。

1.3.2.1 “团簇”理论

成都理工大学贾文懿等在室内较理想的条件下,进行了氡及其子体的运移规律及机理研究^[71-74],发现:(1)氡及其子体的纵向运移能力远大于横向运移能力;(2)氡及其子体比重很大,但其向上运移的贡献大于向下运移的贡献;(3)氡及其子体和母体衰变放出的 α 粒子减速后形成 ^4He ,能与它们形成团簇,当其密度小于空气时,能自行上行,成为氡及其子体向上运移的内因。即氡及其子体运移时,可视为长寿放射性元素,故其在地壳中上升距离可远远超过数十米甚至数百米。

贾文懿等通过实验研究了氡在不同介质模型中的运移情况,发现氡及其子体在坚直的封闭空气模型中,运移距离大大超过27m,远超过扩散作用下氡的迁移距离;而且,在空气、砾石、水和砂介质模型顶端,氡及其子体均呈阵发性而不是连续性变化。他认为,出现这些异常情况,是由于氡及其子体的产生与衰变有关, α 粒子即 ^4He ,能与氡及其子体形成He-Rn等团簇,进行长距离迁移。同时,因为团簇的形成需要一个过程,所以表现出阵发的性质。并且,来自铀矿石的氡比来自液体镭源的氡具有更强的向上运移能力,借助于这一现象,论证了He-Rn团簇的存在。

内因引起氡的迁移机制研究目前还处在探索阶段,大部分结论是在理想的实验条件下得出的,因此随着实验条件和技术的不改善,应该进一步完善实验模型,使其更接近于真实。

1.3.2.2 “geogas”理论^[75,76]

地气(geogas)的概念最初是由Kristiansson和Malmqvist提出来的^[77-81],指的是

地球深部存在的自由上升的气体流。地球内部不仅充满了气体，而且这些气体不断地向地球的大气圈释放，即所谓地球的排气作用。地球的排气作用是一直进行着的全球过程，是一种地球上非常普遍的现象。

20 世纪 60-70 年代，前苏联科学家发现了金属矿上方重金属元素垂直分布现象，并提出了“射流晕”的概念^[82]。随着这种现象的大量被发现，科学家们研制了一系列地气的测量法，尽管各种方法的测量手段不同，但他们有一个共同的基础，就是地气作用下物质的远距离迁移。大量的野外观测及实验结果表明，重金属元素可以以气相的方式远距离迁移，而且氡的衰变核也可以在地气作用下远距离迁移。

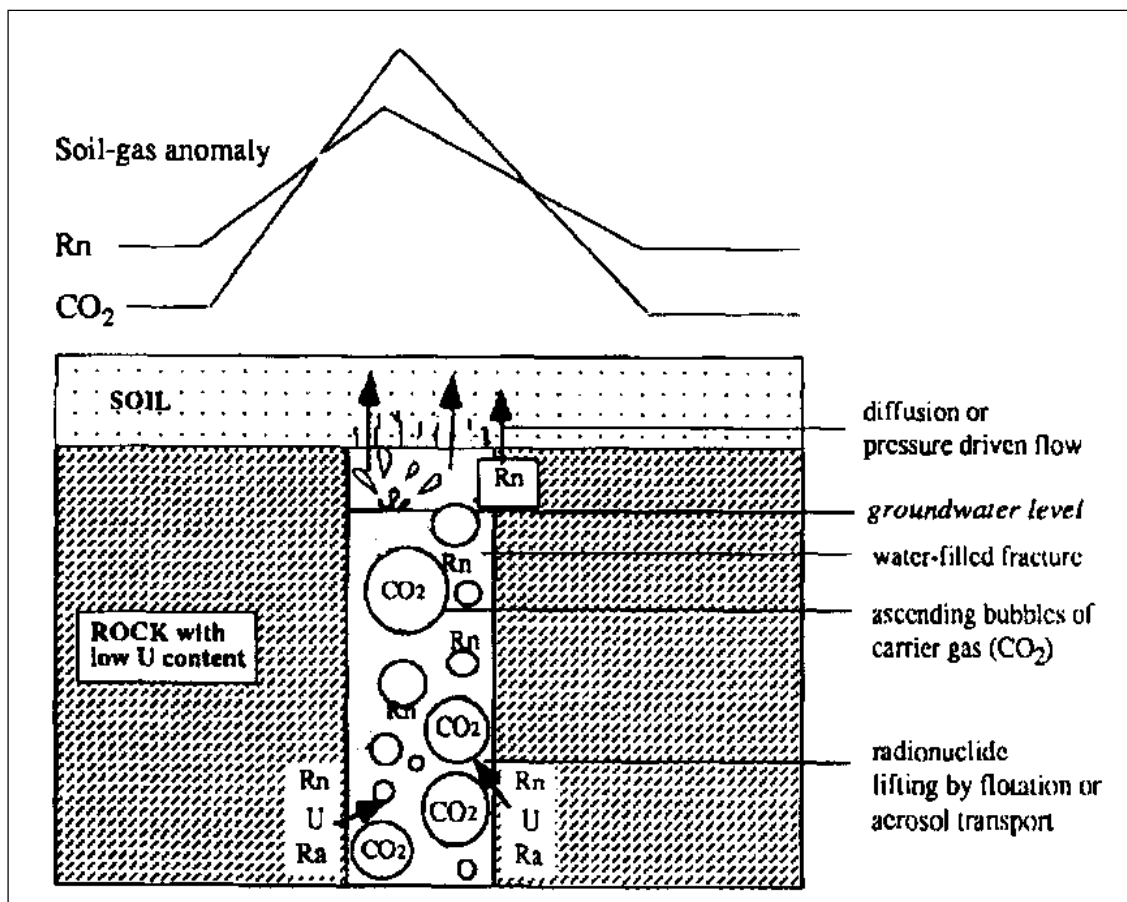


图 1-3 载气 (CO₂) 的微气泡产生氡异常模型示意图

Fig.1-3 Sketch model of carrier gas (CO₂) micro-bubbles generating a radon anomaly

自 20 世纪 70 年代以来，一些文献中提出了气体运移的新数据，因此，一些学者重新界定了扩散和水的水平对流在地质环境中的有效作用。Gingrich and Fisher and Mogro-Campero and Fleischer 第一次报道了氡的长距离运移^[83-89]：在地表测到的氡的浓度太高，不能单独用气体从地下的扩散来解释。扩散不能让氡在其原子衰变前移动 10m 的距离，因为不论氡源是多么的强大，氡原子的衰变都会将其浓度减少到识别不

出的状态。氢以及与地震现象、深层矿山地板、碳氢化合物蓄水池相关的其他气体的不规则浓度,更进一步说明气体运移过程很难用扩散或地下水模型来解释。直到最近,科学文献通过主题是“解释氢的长距离运移的困难性”或者是“用扩散现象说明地表内在气体普遍存在的困难性”的观测资料进行了充实。在 20 世纪 80 年代初, Kristiansson and Malmqvist 提出了有关氢运移的假说:他们认为氢的运移和自然发生的气体流量 (geogas 主要在地壳断层中赋存) 的存在有关,该气体做水平对流运动而且当其在蓄水池交叉时会变成“微小气泡”。后来,该假说被证实与大量的实验数据相吻合。Etiope, G. and Lombardi, S.建立了“地气微泡”模型^[90] (图 1-3),较好地解释了有关矿产和石油勘探中氢异常现象。

通过对氢的传输机制的各种假说和理论的分析表明,地气理论能够更好的解释氢的长距离运移。现在文献建议将所有这些经验作为一个分支定义为 geogas 理论。该理论包括以下特点:

(1) 微弱气流的广泛赋存。

气体在地质活跃区和稳定区穿过断层和孔隙向上的微弱流动是一个普遍存在的现象,并且在地球排气的过程中起着重要作用。

(2) 多组分气体的水平对流。

该微弱流动是指地气 (自然存在的气体混合物) 的水平对流。“地气” (geogas) 是混合气体,由原生成分 (载气: CO_2 、 CH_4 、 N_2) 和次生成分 (稀有气体: He 、 Rn) 构成。

(3) 气体快速向上流动。

载气的快速运移是由于: A. 在压力作用下连续气相流体流经干裂缝; B. 在压力作用下连续气相流体在渗透裂缝中取代水; C. 含水土层和含水裂缝中气泡的浮力作用。

(4) 气泡的流动。

当微弱的 geogas 流经地下水时就会形成气泡流。气泡可以在不同的地质环境中流动。气泡的运移已经经过实验和理论证明是一种快速的气体运移机理。

(5) 由地气泡产生的物质传输。

气泡可以承载示踪元素 (geogas 分子以及固体粒子) 并带其向上运移很长距离。该物质传输可以通过以下四个物理机理发生: 浮选、水-气界面上的表面活性成分、浮质传输以及载气中溶解的挥发性成分的传输。

上述有关氡运移机理的研究，共同的基础是解释氡通过什么力量向上运移，说明了氡从地下向上运移是既定的事实，而测氡法探测煤层自燃火源位置的前提是煤层自燃氧化升温，所关心的是在地面接受到的氡的信息与自燃煤层及上覆岩层的关系是怎样的，这对精确定位煤地下自燃火源的是非常关键的，这也是本课题旨在解决的问题。

1.4 本文研究内容及技术路线

矿井火灾是煤矿一大突出灾害，火源位置的精确探测是火灾治理的关键，也是一项世界性难题。本论文采用理论、实验与现场实践相结合的研究方法，在大量文献的基础上，分析自燃对氡析出异常的影响，自行设计研制了国内外最大的煤自燃与测氡实验台，研究自燃火灾气体与氡析出率的相关性，通过模拟自燃温度场得出了实验台高温温度场的分布区域，研究煤自燃过程中不同射气介质及典型构造对氡运移规律的影响，并分析验证典型现场探测数据，建立煤自燃过程中氡在覆岩中的数学模型，在此基础上对自燃严重的采空区通过数值模拟及地面探测分析采空区地表氡异常与自燃危险区域的关系。

本课题的研究主要建立在实验室实验及现场实测的基础之上，主要包括以下内容：

(1) 自燃煤层覆岩中氡异常机理分析

在研究分析大量文献的基础上，分析了氡来源、性质，及氡析出的影响因素，在“Geogas”理论的技术上，结合煤地下自燃的生成的温度、气体特征，分析了自燃煤层覆岩中氡异常的形成机理。

(2) 煤自燃与测氡实验台及控制系统研制

自行研制开发煤自燃与测氡实验台，并研制能化的测控系统，以提高数据采集量和精度，使得操作、控制、显示、记录都完全自动化。

(3) 研究自燃火灾气体与氡析出率的相关性研究及实验炉温度场的分布研究

在“地气理论”的基础上，通过对煤自燃生产气体与氡析出量的关系分析，验证“Geogas”理论；实验研究了实验炉温度场的分布规律。

(4) 煤自燃过程中不同介质对氡运移规律的研究

分析不同的射气介质、不同温度、深度对氡运移的影响，并通过升温实验对比研究温度变化对氡析出的影响，进一步研究煤自燃时覆岩中氡析出的影响因素；

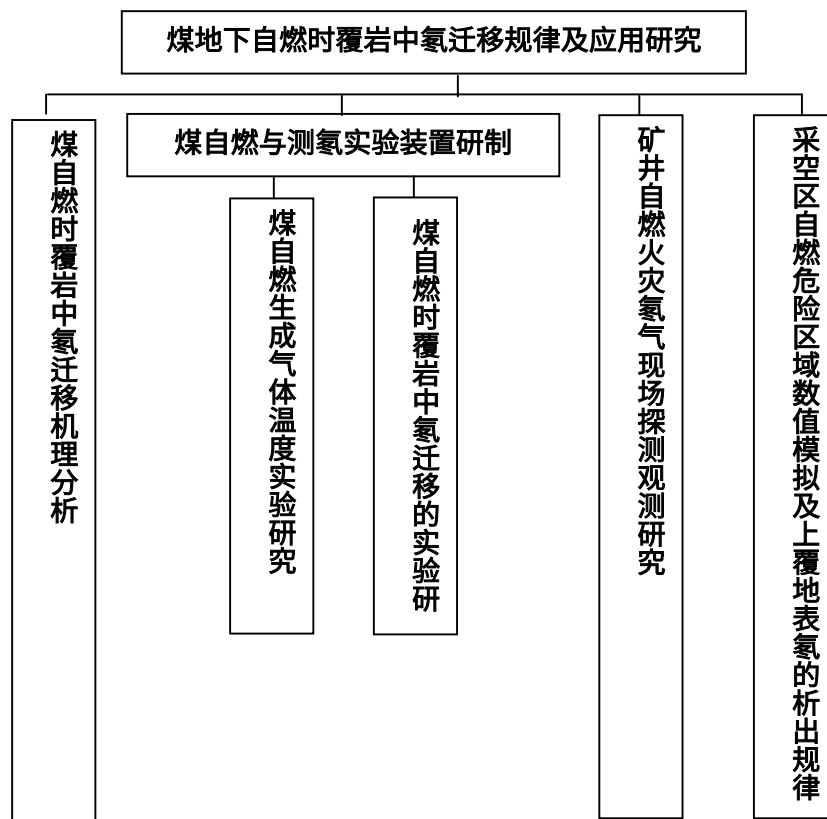
(5) 矿井自燃火灾中氢气探测的现场观测研究

通过对典型条件下的自燃火区的现场探测，结合实际灭火工程效果，验证地表氩异常与煤地下自燃的相互关系。

(6) 采空区自燃危险区域数值模拟及上覆地表氩的析出规律

通过对乌达矿区黄白茨矿 1293 长壁工作面采空区气体的长期观测，应用 CFD 模拟技术模拟自燃危险区域，结合地表氩气探测技术，验证自燃危险区域的一致性，同时为采空区自燃地面测氩法探测测场布置提供了科学依据。

技术路线：



第二章 氡基本性质及自燃煤层覆岩中氡异常形成机理

作为铀系的衰变子体氡 (Rn) 属放射性惰性气体, 最初用来寻找放射性矿床, 20 世纪 50 年代国内外学者开始利用测氡技术解决煤矿生产和安全问题的研究和试验, 取得了初步成功和利用多学科交叉科学解决煤矿问题作出了新的探索。地面测氡探测煤矿地下火源位置的研究始于 20 世纪 80 年代中期, 太原理工大学舒祥泽教授等首次将放射性物探技术应用于煤矿自燃火源位置的探测研究, 属于核探测技术。

核探测技术的基础是: 原子核是最小的粒子, 由质子 (Z) 和中子 (N) 组成, 这两种粒子统称为核子。原子核内质子和中子数之和称为核子数 A (又称质量数)。凡质子数相等但质量数不相等的核素称为同位素。质子数 $Z > 82$ 的核素都是不稳定的, 属于放射性核素。自然界中, 有些核素的原子核能自发地发生变化, 从一个核素的原子核变成另一个核素的原子核, 并伴随放出射线, 这种现象称为“核衰变”。常见的衰变类型有: α 衰变、 β 衰变、 γ 衰变。放射性核素在衰变时放出能量, 能量可作为信息被测试出来而反映原子核的活动形式与衰变类型, 这就是核探测技术的基础。

2.1 天然衰变系及氡的产生

2.1.1 天然衰变系

自然界中有三个放射性系列^[91], 即铀 (U) 系列, 钍 (Th) 系列和锕铀 (AcU) 系列。其中铀系的母体核素为 $U-238$; 钍系的母体核素为 $Th-232$; 锕系的母体核素是 $U-235$, 三种核素的放射性特征参数列于表 2-2。

表 2-1 铀-238、钍-232、铀-235 的放射性特征

Table 2-1 Radioactive characteristics of $U-238$, $Th-232$ and $U-235$

核素名称	原子序数	质量数	半衰期 (Y)	衰变类型	射性能量 (MeV)
$U-238$	92	238	4.51×10^9	α	4.196
$Th-232$	90	232	1.4×10^9	α	4.012
$AcU-235$	92	235	7.1×10^9	α	4.598

铀、钍、锕系经过一系列衰变均产生一个在常温常压下以气体形式存在的放射性核素。铀系是氡-222 (${}^{222}_{86}Rn$), 钍系是氡-220 (${}^{220}_{86}Rn$), 锕系是氡-219 (${}^{219}_{86}Rn$)。这三

种射气就是氡的三种放射性同位素，它们的放射性参数列于表 2-1。

表 2-2 三种射气的放射性特征

Table 2-2 Radioactive characteristics of three kinds of emanations

核素名称	符号	原子序数	质量数	半衰期 (T)	衰变类型	射线能量 (MeV)
Rn-222	Rn	86	222	3.825d	α	5.489
Rn-220	Tn	86	220	55.6s	α	6.288
Rn-219	An	86	219	3.96s	α	6.819

由表 2-2 可知：Rn-222、Rn-220 的半衰期分别为 3.825d、55.6s。由于 Rn-220 的半衰期短，地壳中产生的 Rn-220 只有很少一部分能释放到大气中来，而且释放出来的 Rn-220 很快就衰变了，它仅占大气中 Rn-222 含量的十分之一以下。铀系在自然界中含量很少，仅占 U-238 含量的 0.32%，而且由它衰变的 Rn-219 半衰期更短，只有 3.96 秒，在产生的瞬间就衰变掉了，大气中几乎显不出它的存在。而 Rn-222 的半衰期较长，从不同的氡源释放到大气中来，是低层大气中天然放射性的主要成分。所以在一般情况下，所说的氡就是指 Rn-222。Rn-222 的唯一来源是镭-226 (Ra-226) 的衰变，而 Ra-226 的含量取决于铀-238 (U-238) 的含量^[92]。在其后的论述中，氡所指的即为 Rn-222，而放射性系列也主要指铀系。铀系衰变简图见图 2-1。

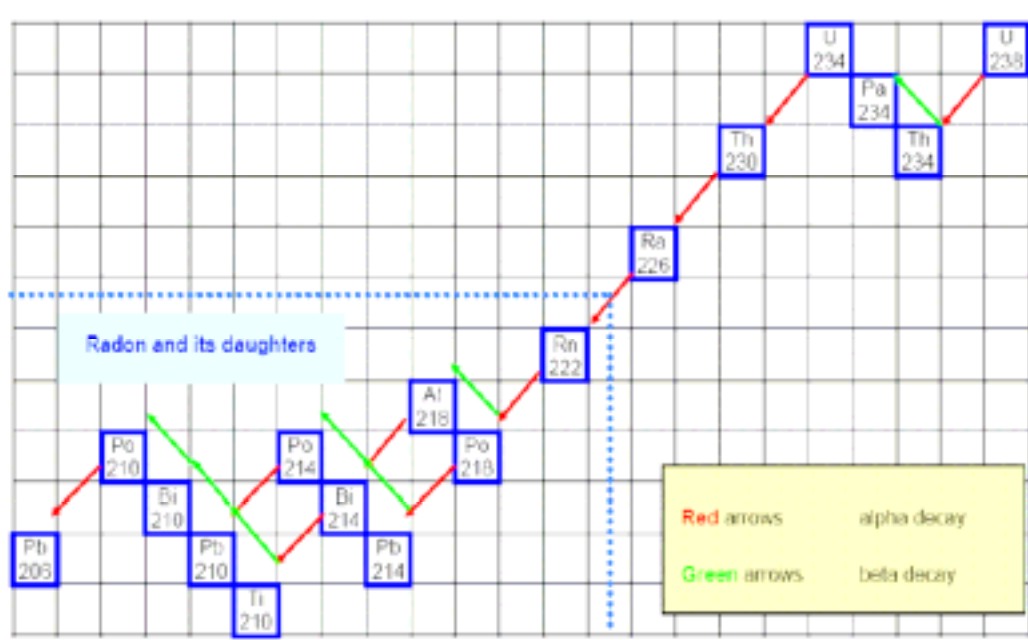


图 2-1 ^{238}U 系列衰变图

Fig.2-1 Decay of ^{238}U series

2.1.2 放射性强度及其度量单位

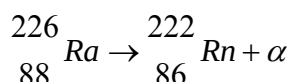
放射性同位素原子数目的减少服从指数规律。随着时间的增加，放射性原子的数目按几何级数减少，用公式表示为： $N=N_0e^{-\lambda t}$ 这里， N 为经过 t 时间衰变后，剩下的放射性原子数目， N_0 为初始的放射性原子数目， λ 为衰变常数，是与该种放射性同位素性质有关的常数， $\lambda=y(t)=e^{-0.693t/\tau}$ ，其中 τ 指半衰期。放射性同位素不断地衰变，它在单位时间内发生衰变的原子数目叫做放射性强度（radioactivity），放射性强度的常用单位是居里（curie），表示在 1 秒钟内发生 3.7×10^{10} 次核衰变，符号为 Ci^[93]。

1977 年国际放射防护委员会（ICRP）发表的第 26 号出版物中，根据国际辐射单位与测量委员会（ICRU）的建议，对放射性强度等计算单位采用了国际单位制（SI），我国于 1986 年正式执行。在 SI 中，放射性强度单位用贝柯勒尔（Becquerel）表示，简称贝可，为 1 秒钟内发生一次核衰变，符号为 Bq。1Bq=1dps= 2.703×10^{-11} Ci^[94]。

2.1.3 氡的产生及影响射气系数的因素

2.1.3.1 氡的产生

镭是氡的母体核素，氡是镭的衰变产物，它们之间的衰变关系为：



显然，镭因放射性核素衰变的原子核数便是氡原子核的增加数，即

$$\Delta N_{\text{Rn}} = -\Delta N_{\text{Ra}} \quad (2-1)$$

按放射性衰变基本规律， $\Delta N_{\text{Rn}} = -\lambda_{\text{Ra}} \Delta N_{\text{Ra}} \Delta t$

$$\text{所以 } \Delta N_{\text{Rn}} = \lambda_{\text{Ra}} \Delta N_{\text{Ra}} \Delta t \quad (2-2)$$

式中

N_{Rn} — t 时刻氡的原子核数；

N_{Ra} — t 时刻镭的原子核数；

λ_{Ra} —镭的衰变常数。

式 (2-2) 表示在 Δt 内，由镭的衰变而产生的氡原子数。如果用放射性强度表示，则 $\lambda_{\text{Rn}} \Delta N_{\text{Rn}}$ 为氡原子核的放射性强度。如果在 t 时刻 $\lambda_{\text{Ra}} \Delta N_{\text{Ra}} = 1$ 居里 (ci) 那么 (2-2) 则成为

$$\frac{\Delta(\lambda_{Ra} N_{Ra})}{\Delta t} = \lambda_{Ra} \text{居里氡/秒} \cdot \text{居里镭} \quad (2-3)$$

式 (2-3) 表明, 放射性强度为 1 居里的镭衰变产生的氡的速率在数值上等于氡的衰变常数, 即 1 居里的镭在 1 秒内产生 2.1×10^{-6} 居里的氡^[95]。

氡子体的产生过程与氡类似, 氡子体的母体核素是氡。Rn 的短寿衰变子体主要包括 RaA ($^{218}_{84}P_o$)、RaB ($^{214}_{82}P_b$)、RaC ($^{214}_{83}B_i$) 及 RaC' ($^{214}_{84}P_o$) 四个核素。氡为气体而 4 个子体为固体, 对人体危害也主要是氡子体^[96]。

2.1.3.2 影响射气系数的因素

射气系数和扩散系数是表示射气介质在一定条件下所具有的性质的重要参数, 他们的大小表征了介质对射气在其中传播的影响程度。其中, 射气系数是表示氡在射气介质 (矿石或围岩) 中存在状态的参数。氡射气系数是一个无量纲的参数, 单位为百分比 (0 至 100%)。射气系数的变化范围很大, 典型岩石和土壤氡射气系数范围从 5% 至 70%。

射气系数主要取决于岩石或土壤中镭核数的分布及其内部孔隙率、湿度和温度的大小。总的来说:

- ①氡射气随内部孔隙或比表面积系数增加而增加;
- ②湿度增加氡射气系数增加, 当湿度达到 20% 至 30% 的射气系数最高 (约 40~60%), 随着湿度的进一步加大, 射气系数开始下降;
- ③在 -20°C~600°C 温度范围内, 大多数矿石的氡射气系数与土壤温度的增加成增加。

2.2 氡的基本性质及来源

氡是放射性铀系列中唯一具有射气性质的气态元素, 其原子序数是 86, 是元素周期表中第 6 周期的零族元素, 惰性气体族 (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn) 的最后一个元素, 也是气体中最重的一个元素^[97]。

2.2.1 氡的基本性质

2.2.2.1 氡的物理性质

在标准状态下,氡是一种无色无味无嗅透明的放射性惰性气体。密度是 9.96kg/m^3 , 是空气的 7.7 倍。在温度为 -61.8°C 变为液体, -71°C 时变为闪闪发光的橙黄色固体。氡能溶于水、油等脂溶性液体(如酒精、石油、甲苯等)中,还能溶于血液和脂肪,在液体中的溶解度随温度升高而下降。氡具有强烈的扩散性和扩散能力,它在空气中的扩散系数为 $0.105\text{cm}^2/\text{s}$ 。在水中的扩散系数为 $0.8\times 10^{-8}\text{cm}^2/\text{s}$;在花岗岩中为 $0.01\times 10^{-2}\text{cm}^2/\text{s}$ ^[98]。

2.2.2.2 氡的化学性质

氡是气体,而氡子体却是固体。氡是一种惰性气体,化学性质极不活泼,氡不易电离,一般条件下,氡很难与其它元素发生化学反应。当温度在低于 0°C 时,各种气体能与水形成结晶水化合物,成分为 $\text{X}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 的络合物。对于不同的气体,这些化合物的稳定性不同,而且它们的结合能和相应的离解压力取决于水与气体分子间 van der Waals 力的强度,即取决于分子的极化程度。包括氡在内的惰性气体不能形成具有离子键和原子键的化合物,不能形成盐、氧化物和通常的分子,但是,还有一类化合物即络合物,其中分子间的连结取决于 van der Waals 力。它们有固有的成分,在反应物质之间可观察到化学变化关系,而且这些化合物的结合能不大。B.A.尼基金获得的分子的氡结晶水化合物是比较不稳定的。

2.2.2.3 氡的吸附性质

氡一般不与其它物质发生化学作用,但可被其它固体物质所吸附。所有固体物质都不同程度的吸附氡,其中尤以活性炭、煤、橡胶、蜡最为突出^[99]。其吸附能力随温度的增加而加强。所以氡在岩石中以自由氡、吸附氡和封闭氡的形式存在;在地下水以溶解氡和逸出氡的形式存在。氡不仅是一种特殊的地气,还是一种气溶胶。在含有氡的空间里,由于氡衰变时放出的 α 粒子会形成 He 核,它们使氡的子体产物多带正电,很容易吸附在空气的尘埃上,形成放射性气溶胶,易于附着于固体表面上。特别是氡的向上运移能力很强,它多存在于地表土壤中。

2.2.2.4 氡的辐射性质

氡是由镭衰变来的,氡本身是放射性元素,它的原子核会自发衰变并产生一系列子体^[100]。衰变规律如下:

$$N = N_0 e^{-\lambda_{Rn} t}$$

式中： N_0 — 氡衰变前的原子数；

N — 经过时间 t 后剩下的氡原子数；

λ_{Rn} — 氡的衰变常数；

t — 氡的衰变时间。

^{222}Rn 是 U 系 (^{238}U) 衰变的中间产物，其进一步衰变可产生 ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po 等短寿命子体（见图 2-1），这些子体 90% 以上被空气中的气溶胶粒子所吸附，呈游离状态，它们能被许多物质（木炭、粘土等）吸附，可在空气中存留较长时间^[101]。

2.2.2 氡的来源

2.2.2.1 氡在岩石中的分布

氡在地壳中的分布较为广泛，但其分布又极为分散，几乎在各种岩石中都能找到它的踪迹。在岩石地球化学资料可以看到，在地球中铀、钍元素含有一定的丰度，见表 2-3：

表 2-3 地球各层圈 U、Th 含量及 Th/U 比值

Table 2-3 Contents of U, Th in the layers of the earth and Th/U ratios

地球各层圈	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
花岗岩圈	4	13.5	3.4
玄武岩圈	1	4	4
橄榄岩圈	0.014	0.056	4
中间岩	0.012	0.048	4
中心核	0.003	0.013	4.3

（据刘英俊等，1987 年）

从表 2-3 可看出，铀、钍在地球各圈层的分布可知：地球中的铀、钍元素是向外的，它们集中在地球的壳层，花岗岩圈中铀的含量是玄武岩圈的 4 倍，约为地幔的 30 倍，是地核的 133 倍。所以铀、钍元素在地壳中分布很广，克拉克值分别为 4PPm，1PPm。

研究表明^[102]，地表氡气含量取决于地下岩层本身放射性元素的含量及含水性，在煤、铁、硫磺粘土等沉积型矿产生成的沉积岩中放射性元素的积累起源于原始放射性物质及水介质中放射性物质的再沉积。沉积岩生成过程中在还原条件下有铀和钍从

海湖水中析出。原苏联的学者认为氢源的主要岩性为花岗岩、黑色页岩、磷块岩及其相应的变质岩。由于地层岩性的不同，地质构造不一样，地下水的含量不等以及地下开采的影响，地压、地温、湿度等的变化等等因素的影响，在同一地区，不同岩层中或同一岩层不同情况下放射性元素的含量亦大有差别，其衰变产物氡从地下向上的迁移量及速度亦大不相同。

岩性不同，其放射性元素含量不同，其一般规律是：

(1) 在各种岩浆岩中，放射性核素的平均含量有明显差异^[103]，以酸性岩中的平均含量最高，超基性岩中的平均含量最低。随着岩石酸性的减弱，放射性核素的平均含量有规律地降低。放射性核素在各类岩浆岩中的含量比如下：中性岩与酸性岩约为1:2；基性岩与酸性岩约为1:4~1:5。

(2) 沉积岩中放射性核素含量变化范围较大^[104]。黑色页岩中的铀含量最高，页岩次之，碳酸岩类岩石均较低，砂岩变化大，与砂岩的成份有关。由于岩层通常是在还原条件下生成，在这种条件下， U^{+6} 被还原成 U^{+4} ， U^{+4} 却很难被溶解，因而从溶液中被分离出来而沉淀。黑色沉积岩中往往含有大量的有机胶体，由于铀、钍能被其吸附上，当有机胶体沉积时，便把这些元素带到沉积岩中储存起来。因此，颜色较深的沉积岩比颜色较浅的沉积岩放射性核素要高，如表 2-4 所示。

表 2-4 沉积岩中镭含量 (10^{-11} g/g)

Table 2-4 Ra contents in deposited rocks (10^{-11} g/g)

岩性	煤	石灰岩	砂岩	灰质 砂岩	泥质 砂岩	泥质 灰岩	砂质 粘土	粘土
镭含量	1	1~1.8	0.5~2	0.5~1.2	0.8~2.1	1~2.6	1.2~2.8	1~3.2

(3) 变质岩中的放射性含量则较为复杂，不仅与变质前原来岩石中的含量有关，还与变质过程有关。

(4) 放射性核素在沉积岩中的含量普遍低于在酸性岩浆岩中的含量，酸性岩浆岩中的Th、U比值 (C_{Th}/C_U) 比其它岩石中的比值大。

2.2.2.2 氡在天然水中的含量

分布在地壳表面上的海洋、湖泊、沼泽、和河流内的水，以及地下水统称为天然水。天然水中所含放射性物质非常少，通常含有少量的铀、镭和氡，通常很少含钍和钾。放射性核素的在水中的含量比岩石要低的多，水中的镭含量一般只及岩石中的

1/1000，但在自然界中也有含铀、镭和氡较高的氡水，这主要是与铀的矿化有关，这些水可作为铀矿的找矿标志。

在岩石和土壤中的氡迁移极易溶于水，并可从发源地被带到很远的地方。由于岩石圈中的放射性元素呈分散状态存在，较深层位或异地的氡能够缓慢地扩散并随气流很快溶进水中，所以地下水中饱含氡。此外地下水中氡的来源还与岩石中循环水的淋滤作用有关。当渗滤水流经含氡和其它放射性的岩石时，也能使氡富集于地下水中。

表 2-5 各种水中 Rn、Ra、U 的含量

Table 2-5 Contents of Rn、Ra and U in several kinds of water

项 目		Rn (居里/升)	Ra (克/升)	U (克/升)
地表水	洋、海、河	0	$(1-2) \times 10^{-13}$	$(6-20) \times 10^{-7}$
	湖	0	10^{-12}	8×10^{-6}
地下水	沉积岩	6-5	$(2-300) \times 10^{-12}$	$(1-2) \times 10^{-12}$
	酸性岩浆岩	100	$(2-4) \times 10^{-12}$	$(4-7) \times 10^{-12}$

2.2.2.3 氡在土壤及大气中的分布

土壤是岩石风化后，在气候、生物及地形等因素影响下，经过成壤作用而逐渐发育形成的，它由矿物质、有机质、土壤溶液和土壤空气组成。在成壤过程中，物质的淋滤和沉积促使放射性核素进行再分配。由于放射性核素自身的化学性质及赋存条件更换，它们有的在表面富集，有的在土壤的下部层位沉积，还有的被带出表层，进入地表水流或地下水流。这种地球化学过程进展的程度和速度受到气候因素的制约。这样，对某一地区而言，放射性核素在土壤中的分布往往有季节性的变化。

大气中氡主要是从岩石、土壤、地表水中放出的U衰变产物，其浓度约为土壤中浓度的1/1000。大气中氡的浓度随海拔高度而变化。

2.2.2.4 氡在煤系地层中的分布

华北地区煤系地层主要属于晚古生代的石炭二叠系和中生代的侏罗系，除石炭系为海陆交互相，含有一部分石灰岩外，其余地层都是陆相沉积，由各种粒度的陆源碎屑岩（其中包括粘土岩）组成，粘土岩是沉积岩中数量最多的一类岩石，它常组成沉积岩层的45%~55%，其中的放射性物质丰度根据克拉克的统计，占整个沉积岩的80%。陆相沉积环境中的粘土岩主要矿物成分为高岭石（约占80%~95%以上），由花岗质岩石风化而成，其铀、钍、镭含量均接近于花岗岩，放射性核素含量较高^[105]。

煤中的放射性核素含量取决于成煤原始物质的元素组成以及成煤期和成煤后所经历的各种物理化学作用及地球化学作用。许多研究结果表明,成煤作用的初期腐植酸和腐殖质对放射性物质的吸附作用是放射性富集的重要原因^[106]。由于铀、钍具有很强的有机亲和能力,因此在低变质煤中,尤其是褐煤中分布较多,而具有工业价值的富铀煤层也大多形成于陆相沉积环境。随变质作用增强,煤吸附铀的能力减弱,扩散作用和渗透作用使煤中释放出来的铀向煤层的顶底板富集,且陆相沉积的煤矸石多为泥岩组成,因此煤矸石也可以含有较高的放射性。

2.3 自燃煤层覆岩中氡异常形成机理

2.3.1 影响氡传输的关键因素

根据前文对氡传输机理的论述,特别是“地气理论”的特点可知:影响氡传输的关键因素主要包括压力梯度、渗透率、裂隙宽度和水的饱和度。

压力梯度是由构造应力、承压岩石,岩石断裂,局部气体电离,深部流体流量变化诱导而产生的。地球压力梯度的存在,是一个不断排气的参数。氡气对流运动必须引用能形成大的载体的载气来携带气体氡,这些载气(如二氧化碳,甲烷和氮气)的载气丰度是一个相当普遍的现象,在地球的排气过程中发挥着重要作用。

渗透性是控制的多组分气体对流和气体上流速度的关键参数,也是控制油气通过多孔介质运移的基本参数。其属性取决于毛孔或断裂的大小和程度,以及结构的连续性。在通过对流干燥多孔或裂隙介质情况下,氡气运移依赖于介质的内在或裂隙渗透。高渗透性意味着快速气体迁移率。

裂缝宽度不仅决定了一个裂缝介质裂隙渗透性还控制地气泡状流动的重要作用。在断裂宽度的大小直接说明了氡气快速、长距离运移的可能。理论计算表明,0.1~0.2mm宽裂缝气泡速度范围为每天为从200~1000m,对于大型断裂孔径(厘米级)可能达到每天10,000m速度。

水在多孔介质中饱和度是控制地气迁移的重要参数。它的影响具有两面性:水饱和度的增加透气性降低,从而减少了气体有效渗透率的迁移速度;水饱和度提供了一个气泡发生条件,这是快速和长距离氡气运移机制之一。

煤层自燃导致煤岩温度升高,围岩物理化学性状发生显著变化,温度压力梯度增加、形成了放射性元素容易聚集的场所及通道(裂隙),并煤岩体孔隙的含水量发生

变化,温度的升高更加有利于氢气向地表方向迁移,进而在自燃煤层覆岩中形成了氢异常分布。

2.3.2 煤自燃对氢传输的影响分析

煤炭自燃由于煤炭自身氧化积热,使煤的温度升高,而发生的燃烧现象。煤炭的氧化和自燃是基-链反应,即具有自燃倾向性的煤炭与空气接触,能吸附空气中的氧而在煤的表面生成不稳定的初级氧化物,使煤的化学活性增强,进而煤炭氧化速度加快,氧化放热量加大,当生成热量大于散失热量,煤温就会逐渐升高,便开始自燃。(图 2-2)。

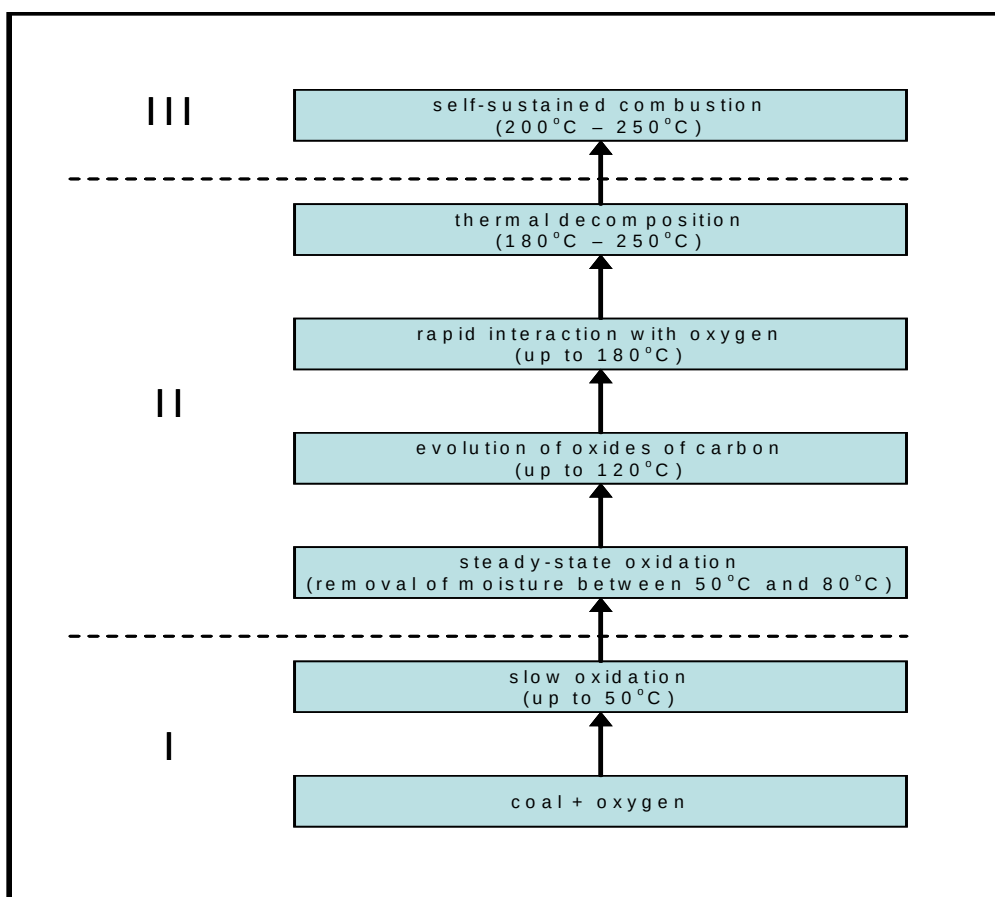


图 2-2 煤自燃阶段

Fig.2-2 Sequential stages in spontaneous combustion of coal

碳完全氧化成二氧化碳是一个放热反应。在这个反应中,考虑到煤并不是由纯碳组成的,每克煤会产生21~42kJ的热辐射。煤的低温氧化、自燃、和最终燃烧始终是一个化学和热平衡的过程,它可以通过一些基本的反应方程式来表示,方程式显示这

个过程是放热性质的反应。



煤的氧化由三个反应组成，煤在物理的和化学的作用下吸附氧气，物理吸附的氧 42kJ/mol 的活化能，随着温度的升高，逐渐减少，并且当温度超过 50℃ 时，已变得微不足道了。化学吸附的具有 42kJ/mol 的活化能导致形成碳-氧复合物和氧化碳化合物，像羧基和羰基团。最后，反应生成 105 kJ/mol 的活化能和释放出气体产物，如一氧化碳、二氧化碳和水蒸气等。

三种类型的过程涉及煤炭氧化，煤炭通过物理和化学吸附氧气，放出热量，释放出一氧化碳，二氧化碳和水蒸汽等气体（图2-3）。

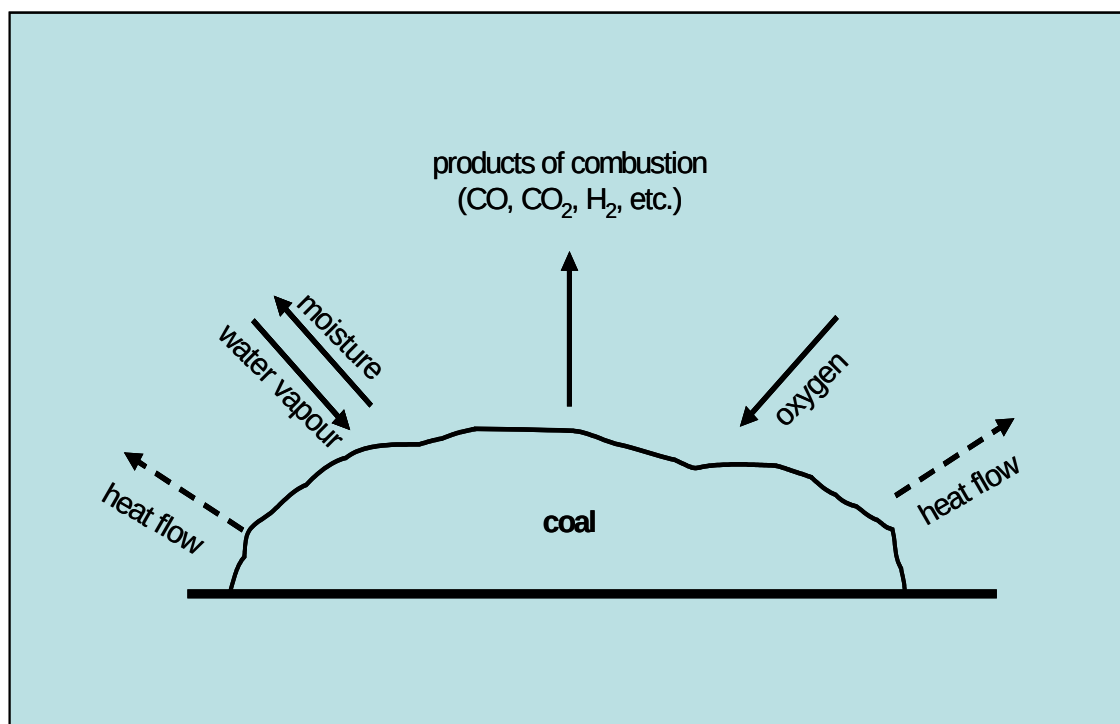
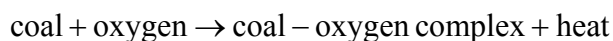


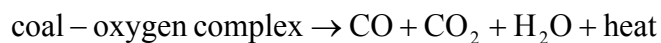
图 2-3 煤自燃物理化学反应

Fig.2-3 Principal chemical and physical flows during heating of coal

稳定的煤氧复合物在温度低于 80℃ 时形成，作为对 peroxygen 分解与福利反应的结果：



当温度在 80℃ 以上的煤氧复合高温分解反应并释放出更大的热量，反应如下：



除了煤的碳过程，在涉及煤和氢氧化化的反应形成水也放热

煤自燃氧化进一步加快了排气的进程，研究表明气体排放模式不是同一煤，而是从不同的地理位置特别相对较高的有机气体，如乙烷和乙烯，乙炔，丙酮和乙醛。一个所谓的“消防梯气体排放”的例子，可以用来表示在煤自燃过程中随温度的升高产生的气体情况，如图2-4所示。各种气体的排放率随温度的图形表示如图2-5。

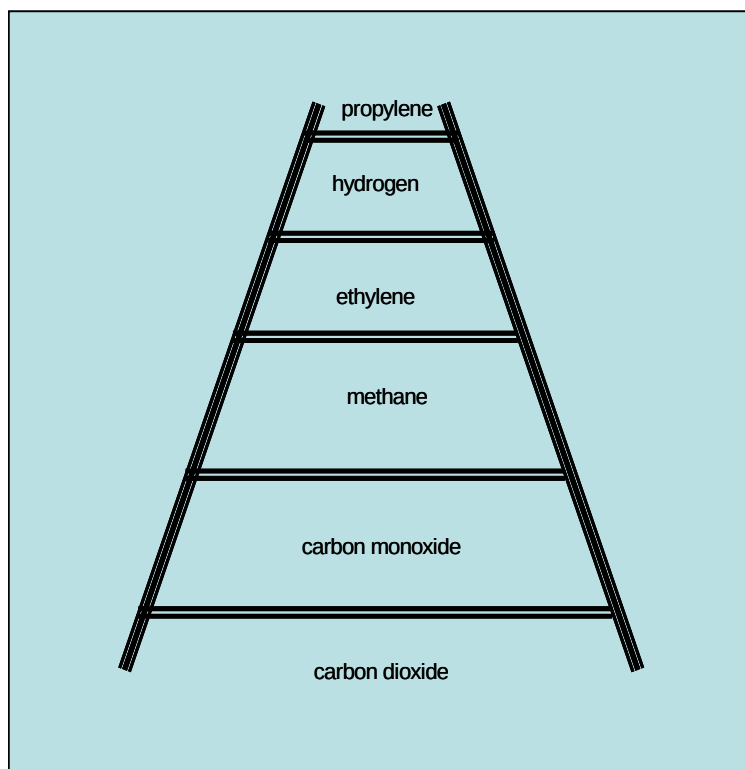


图 2-4 消防梯

Fig.2-4 Fire ladder

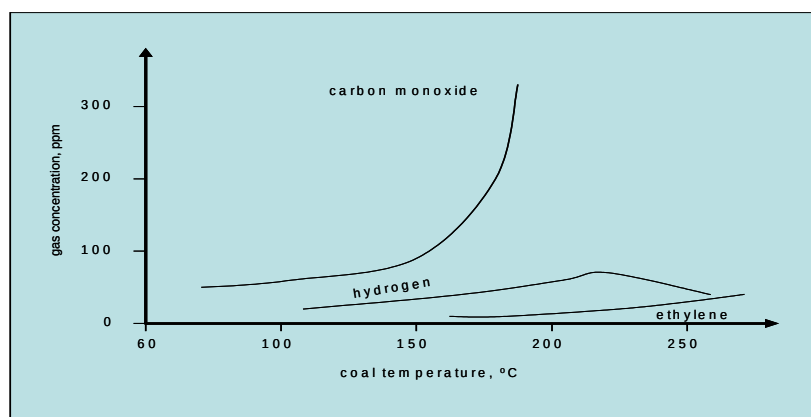


图 2-5 典型的燃烧产物排放浓度随煤温变化曲线

Fig.2-5 Emission concentrations of typical combustion products with increasing coal temperature

从上述煤地下自燃的阐述可知，很显然，煤地下热效应对氢的传输影响有：

①由于自燃生成了大量丰富气体，这些气体的排放量可作为载气，对氢气通过微小断裂上升起着重要的作用。自燃气体排放量有赖于煤自燃的进程和温度的大小。

②由于自燃升温形成压力梯度

煤地下自燃升温不仅排放出气体，也会生成一个温度梯度（压力梯度），大大促进气体的载气和稀有气体（包含氢气）向上运移。煤温度越高，压力梯度越大，气体上升迅速越快。

2.3.3 煤自燃温度对氢浓度分布影响

由铀的地球化学性质可知，铀很活泼，易与氧化合，在温度较高的介质中含有足够的自由氧时，它可以离开母体岩石发生迁移；镭的地球化学性质恰恰与铀相反，镭易溶于水，在还原条件下，常常从岩石中的地下水扩散，当含镭的地下水由还原环境进入高温氧化环境时，镭便被吸附在导水裂隙面上或随 BaSO_4 和 CaCO_3 一起沉淀，而在碳酸盐和硫酸盐介质中，却又很适合铀的迁移。不难看出，在高温的氧化环境中，容易形成镭的迁移和使铀向潜水面下的低温环境中迁移。而铀镭的这种运动对形成自燃火区上覆岩层中氢气的重新分布是有利的。

2.4.3.1 温度与射气系数的关系

高温可使铀岩石的射气系数随温度的升高而增大，作用时间越长，岩石所析出的氢越多。表2-6中给出了低温时温度对射气系数的影响。

表 2-6 低温度岩石射气系数的影响

Table 2-6 Transfer ratios of Rn and its daughters in lengthways and crosswise

岩性 \ 温度 射气系数 °C	5	10	20	30	40	50	60
碳质页岩	17	/	26	32	34	/	/
铝硅铀矿砂岩	/	35	41	45	/	/	/
铜铀云母	/	/	64.5	70	82	96	99

A. Hukutuh所做的含铀矿石随温度变化氢析出的实验，在室温下，一天内氢的析出量与生成量之比（ α ）仅为0.02%，但随着温度的升高，介质的射气系数增大。实验结果见表2-6。A.H.苏尔坦霍耶夫做了石膏、碳酸钙、碳酸钡和二氧化钛混合的射气析出与温度的关系实验，结果表明，氢气从岩石（矿物）中的析出也是随着温度的升高

而增大，其原因主要是与高温下岩石（矿物）脱水及晶格的破坏有关

表2-7 含铀矿石的氢射气系数与温度的关系

Table 2-7 Effects of temperatures on the rock emanation

温度/°C	20	100	200	300	400	500	600	700	800	900
α (%)	0.02	0.063	0.474	0.925	1.31	1.55	1.84	2.81	11.6	38.5

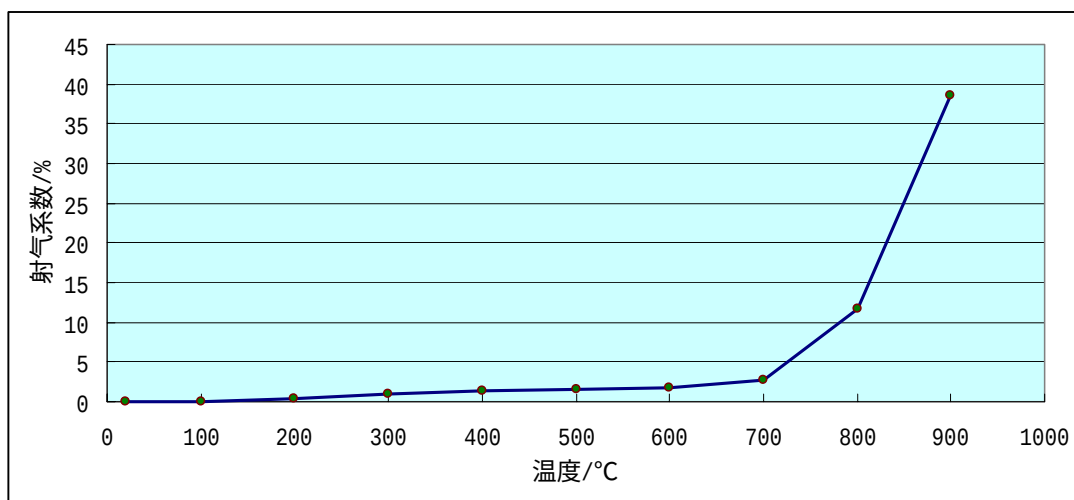


图2-6 含铀矿石的氢射气系数与温度的关系

Fig.2-6 Relationships of radium emanation coefficient of uranium-bearing ore and temperatures

由表2-6、2-7及图2-6可见，在常温下，介质中的部分氢气通过介质内的毛细管和孔隙扩散到介质颗粒外的自由空间，而其余大部分氢气被束缚在介质晶格中。由于热的作用，介质晶格变形、松动，晶格的破坏导致原本束缚在晶格中的氢气大量析出，射气系数急速增大。但当介质处于高温环境700°C以上时，射气作用会显著改变。

地下煤炭自燃，从低温氧化阶段到整个自燃过程中，在煤炭自燃区附近的岩层将会逐渐的增大氢射气系数，当自燃煤层及其一定范围内的直接顶底板被烧熔、烧变，介质晶格遭到破坏，射气系数剧增，这一范围内的介质将有大量的氢气析出，在燃烧煤层及其高温影响的一定范围内的介质就可看成一个氢气源，因此，测氢技术探测自燃火源成为可能。

2.4.3.2 温度与氢在水中溶解度的关系

氢易溶于水，通常在地下水中溶解着一定浓度的氢。岩石为多孔介质，在孔隙中也含有水分，当地下存在热源时，热蒸汽可改变岩石中孔隙的含水性，根据J.E Gingrich所做的有关射气系数实验表明，孔隙水的存在可增加孔隙中的射气系数。所以，地下热蒸汽的作用就可增大岩石孔隙中的射气浓度。

这是由于氡水中的溶解度随着温度的升高而降低，故当温度升高时，水中的氡将析出，因而增大了氡气浓度。氡在不同温度的水中的溶解度见表2-8。

表2-8 氡在水中溶解度与温度的关系

Table 2-8 Relationships of radon emanation concentrations and temperatures

T (°C)	a (%)	T (°C)	a (%)	T (°C)	A (%)	T (°C)	a (%)
0	0.510	20	0.254	50	0.136	80	0.112
5	0.420	30	0.195	60	0.125	90	0.110
10	0.351	40	0.159	70	0.117	100	0.108

2.3.4 自燃煤层覆岩中氡分布规律

由于氡是易溶于水的气体，其在初始状态通常溶解于水中以溶液的状态迁移。在地下深部流动的地下水作为一种动力，通过物理风化和水力冲刷，不断对岩石进行淋滤溶解，这样，随着地下水的循环上升，在孔隙度突然增大、压力减小的情况下，氡气就从水中逸出，沿着裂隙扩散、对流至地表或随堆下水上升至地表，形成氡气异常晕。当地裂缝活动，构造应力集中和加强时，在裂缝面附近将产生许多密集的微裂隙、微错动，改变了原来的温压条件，并使岩石、矿物中晶格扩容，裂隙沟通伴随超声振动^[107]，使岩石和矿物中受束缚的那部分氡以射气和游离原子的形式通过岩石矿物晶格缺陷或晶体边界沿着微裂缝被释放出来^[108]。导致裂面附近气体浓度增高，产生氡射气异常。

煤自燃通常发生在采动影响的煤体区域，如采空区或煤柱。煤层上覆岩性大多为沉积岩类，在煤层自燃的情况下，由于高温作用使大多数直接顶板岩层的物理力学性质发生了很大的变化，使其上覆岩层可能从坚硬的顶板变为土质岩石，硬度系数和强度性质大大降低，并且在自燃区内形成一个土质岩层的顶板，其物理力学性质中的湿度、比重、质量密度均减小，而孔隙性碎胀性、碎胀系数均增大，其水理性质（包括岩石的吸水性、透水性和软化性）也增强，水分减少，从而脆性增强，塑性减弱。

火区上方覆岩的物理力学性质首先遭到破坏，随着燃烧的继续，直接顶及老顶在上覆岩体作用下发生下沉、断裂、破碎、并垮落充入燃烧区，煤层燃烧后留下的煤研石也充入采空区，由于煤层燃烧厚度小、速度慢，燃烧空间迅速被垮落和燃烧遗留的研石充满，从而对上覆岩体的弯曲下沉起到遏制作用，减弱了覆岩破坏的可能性^[109]。

随着地下煤层自燃范围的扩大，上覆岩层内部的原始应力平衡状态受到破坏，岩

层内部的应力重新分布以达到新的平衡。煤层顶板的变形过程与上覆岩层的变形过程是不同的，即煤层顶板岩层变形、层面开裂、弯曲、离层，达到极限跨距开始断裂、垮落。在燃烧面积扩大到一定范围后，上覆岩层也形成三带即烧变垮落带、断裂带、和整体弯曲下沉带（如图 2-7），最终表现为地表大范围的下沉。

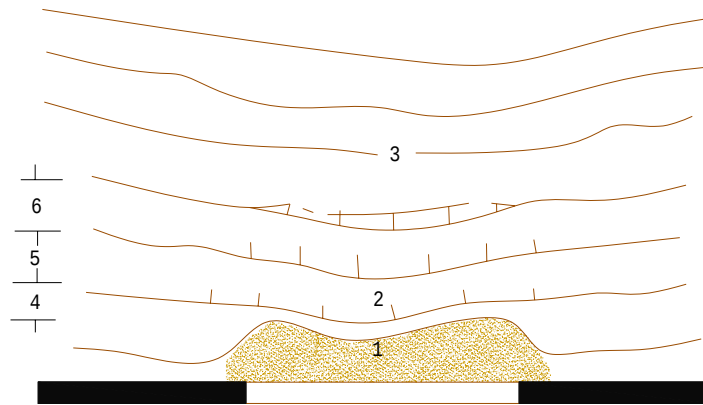


图2-7 覆岩破坏的分带

Fig.2-7 Zones of overlying rock failure

1-冒落带（冒落性破坏区）；2-裂缝带；3-整体弯曲移动带；
4-严重开裂区；5-一般开裂区；6-微小开裂区

煤层自燃之后，形成了燃烧空间，其上覆岩层与底板岩层的原始应力平衡状态遭到破坏，从而发生移动、变形和破坏，这一过程称煤层自燃引起的岩层移动。如图 2-8，2-9）。

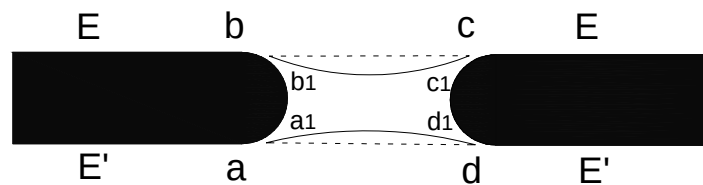


图2-8 燃烧区周围岩层破坏和移动

Fig.2-8 Motion and failure of fire area around terrane

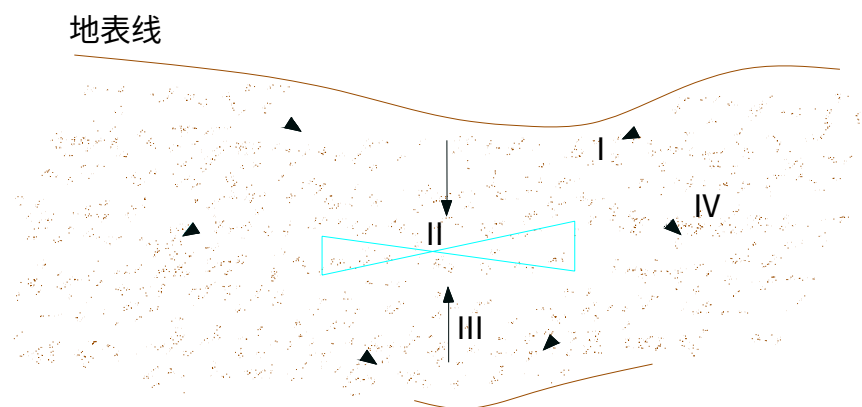


图2-9 煤层燃烧后岩体应力分布图

Fig.2-9 Rock stress distribution of coal seam after burning

I-地表下沉曲线；II-燃烧区；III-燃烧区煤层底板；IV-箭头表示应力分布

由戴华林的研究可知，岩体介质具有一定的渗透性或有效孔隙度，岩体就是一种空隙介质，在采空区或巷道中产生火和火区的发展过程中，由于燃烧，造成了岩体裂隙的开放性，使岩体介质的通道增加、增大。采空区上层和巷道上层以及附近的各种破碎矿岩、充填体都是具有大量裂隙的松散介质。这些介质中空隙通道的形成，产生了氦运移、渗流的有利条件，在同一压力的作用下，射气介质的孔隙度越大，氦析出通量密度也越大。

2.3.5 矿井通风状态的改变对氦迁移的影响

泰纳（A.B.Tanner）曾总结了氦运移过程：对岩层中氦及其子体运移规律有直接影响的主要是通过多孔介质岩体扩散载运过程。这一过程又可分为：

- (1) 未饱和、未扰动的岩体中的氦扩散；
- (2) 未饱和但扰动了岩体中的氦载运；
- (3) 饱和岩体中氦运移。在矿井火区上部岩层和土壤中这3种氦的运移方式同时

存在。

压力梯度是产生空气渗流的动力。根据达西定律：

$$v = \frac{kd\rho}{u dx}$$

渗流速度（ v ）的大小和方向取决于压力梯度（ $d\rho/dx$ ）的大小和方向。

式中 v —沿 x 方向氦渗流量速度；

ρ —氦源体厚度；

u —垂直 x 方向的截面积；

k —氦的渗流系数（压力梯度的方向取决于压力，由低到高为正，渗流方向则由高到低为正）。

氦渗流形成氦分布和析出的异常状态取决于矿岩性质、氦渗流的方向和渗流量的大小^[110]。矿井在正压通风时（由附近的风机和自然风压共同形成），风压将会对火区有一定的影响作用，并且由于火风压，此时火区上部的压力梯度为负，渗流方向指向上层岩体为正，这时渗流方向与氦的扩散析出方向相同，所以上层岩体的氦析出通量密度将随压力值（ P ）的提高而增大，其值将会出现比较大的异常。这是因为空气的渗流一方面将靠近火区岩体孔隙中一部分高浓度氦载运到低压区（离火区更远的上面岩层中）。同时由于火源的因素，使得火区上方形成相对干燥的空间，并使附近岩层含水量减少，从而引起氦团簇的自行向上运移。另一方面改变了岩体中氦的浓度分布，可能使附近（包括岩体周围的地层）的氦得到重新分布。氦浓度分布的改变，将引起岩-气界面间氦浓度梯度的变化。岩-气界面间氦浓度梯度的减少，氦扩散析出通量密度将相应减少。反之，负压通风时，氦渗流方向为负，且指向矿井内部通道，这时岩-气界面间氦浓度梯度将增大，氦的析出为渗流-扩散析出，其析出通量密度将随渗流速度（或负压差）的提高而越来越小，最终趋于某一极小值。需要指出的是，在火源的作用下，氦主要的运移依然朝上层地表方向进行，这里的极小值相对于正压通风时有一个小程度的下降。

岩体空隙度或渗透性是影响氦渗流速度值的另一个重要原因。在同一压力梯度作用下，岩体空隙越大，氦的渗流速度及氦析出通量密度越大。岩体孔隙度的不同，将由于两种风压状态（正和负）所引起的氦析出通量密度之差不同，岩体渗透性越小，这一差值亦越小。当岩体十分致密时，两种风压状态将不会引起岩体中氦析出有多大变化，这时的氦析出将主要为扩散析出。

2.4 煤地下自燃时覆岩中氦迁移的数学模型

氦气迁移的原理涉及到地球排气和地球动力学的关系，与气体起源的位置以及优先排气途径的位置密切相关。温度的变化、压力的变化、机械压力的改变、化学反应以及矿物沉淀会改变地质形成的气体承受特性。这些因素间的相互作用会使地球释放出的气体按照时间（至少是地质时间）变化的运移发生明显变化，大量相互依赖的变

化使运移模型的详尽细节受到严格限制。

岩石中的气体体积取决于岩石的多孔性，控制多孔介质中气体运移的基本参数是渗透性。气体渗透性是气体在驱动力的作用下横穿媒介物的途径。该特性取决于媒质结构以及气孔和裂缝的百分含量、大小及连续性。气孔或裂缝大小的重要性来自与液体在毛细管中流动的类比。

在地下，许多因素影响气体的移动。基本上，地下气体的运移规律可以从浓度梯度和压力梯度推导出来。在第一种情况下，气体分子运动是为了使岩石系统中各处浓度相同，这就形成了气体扩散。在第二种情况下，气体从压力高的地方向压力低的地方运动，这就形成了水平对流。在地质环境中这两种过程并不是单独存在的，因此，气体运动的原因应归于它们有聚集的趋势。

扩散和水平对流可以通过运输方程式（不需要严格的数学推导）进行检测，例如限定流体和多孔渗水媒质的性质，在解决实际问题时经常用这样的限定。

2.4.1 多孔介质中氦运移的方程

地下覆岩随着地区以及地点的不同而不同，各点的密度、孔隙度、扩散系数和对流速度等因素都在不断变化会导致氦浓度的改变。当研究的射气介质体积相当大，覆岩孔隙与颗粒相对很小，分布又均匀时，可近似为均匀多孔介质。为了研究氦在均匀覆盖层中的分布，建立均匀覆盖层中氦浓度随深度变化的数值模型，首先研究均匀多孔介质中氦的传播方程。

由于氦在介质中的迁移有扩散和对流两种方式，故而在建立模型时要考虑氦的两种形式的迁移量。

在各向同性介质中，扩散遵守 Fick 定律，即通过单位面积扩散的物质与被测物质垂直于截面的浓度梯度成比例。假设 J_1^V 表示通过表面 S 的氦的扩散通量， C 表示每单位体积扩散的氦浓度， D 表示氦在介质中扩散系数，那么 Fick 定律的数学表达式为：

$$J_1^V = -D \text{grad} C \quad \text{Bq/s} \cdot \text{cm}^2 \quad (2-4)$$

表达式中 grad 是梯度算符。在多孔介质如土壤的情况下，若 C_T 为氦的体积浓度， C_K 为氦的孔隙浓度， η 为介质的孔隙度，则：

$$C_T = \eta C_K \quad (2-5)$$

则 Fick 定律变为

$$Bq/s \cdot cm^2 \quad j_1^p = -\frac{D}{\eta} gradC \quad (2-6)$$

含氢流体的流动所造成的氢的迁移通量为氢的对流通量, 假设 C 为流体中的氢浓度 (Bq/cm^2), $\vec{V}$ 为流体的渗流速度 (cm/s), 其方向为沿 x 轴向上, j_2^p 为氢的对流通量, 则:

$$j_2^p = C\vec{V} \quad Bq/s \cdot cm^2 \quad (2-7)$$

则通过面积 S 的氢的总通量 J 的表达式为:

$$J = j_1^p + j_2^p \quad \text{即} \quad J^p = -\frac{D}{\eta} gradC + C\vec{V} \quad (2-8)$$

在三维介质中, 设体积单元为 τ , 其封闭表面为 S , 截面 ds 的单位矢量为 $\vec{h}$, 方向为曲面 S 的外法线方向, 介质产生可移动氢的能力为 a , 那么, 体积为 τ 的介质中可移动氢的变化率为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\tau} \eta C d\tau = \int_{\tau} a d\tau - \int_{\tau} \eta C \lambda d\tau - \oint_S j_1^p \cdot ds - \oint_S j_2^p \cdot ds \quad (2-9)$$

将 2-4 式、2-7 式代入 j_1^p 、 j_2^p , 则:

$$\oint_S j_1^p \cdot ds = -D \oint_S gradC \cdot ds \quad (2-10)$$

$$\oint_S j_2^p \cdot ds = \oint_S C\vec{V} \cdot ds \quad (2-11)$$

再将面积分化为体积分:

$$\oint_S gradC \cdot ds = \int_{\tau} div gradC d\tau \quad (2-12)$$

$$\oint_S C\vec{V} \cdot ds = \int_{\tau} div(C\vec{V}) d\tau \quad (2-13)$$

于是得到:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\tau} \eta C d\tau = \int_{\tau} a d\tau - \int_{\tau} \eta C \lambda d\tau + D \int_{\tau} div gradC d\tau - \int_{\tau} div(C\vec{V}) d\tau \quad (2-14)$$

去掉积分号, 等式仍然成立, 故

$$\frac{\partial}{\partial t} \eta C d\tau = D div gradC - \eta C \lambda - div(C\vec{V}) + a \quad (2-15)$$

如果使用拉普拉斯算符 Δ 和哈密尔顿算符 ∇ , 那么

$$div gradC = \Delta C$$

$$div(c\vec{V}) = C div\vec{V} + \vec{V} \cdot gradC$$

$$= C \nabla \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \nabla C$$

于是得到氦在均匀多孔介质中传播的一般方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \eta C d\tau = D \Delta C - C \nabla \cdot \vec{v} - \vec{v} \cdot \nabla C - \lambda \eta C + a \quad (2-16)$$

一维条件是氦传播的最简单情况，也是最常用的条件。在直角坐标系下，方程可简化为：

$$D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C + a = 0 \quad (2-17)$$

式中：

C — 介质中氦的孔隙浓度，Bq/m³

D — 氦在介质中的扩散系数，cm²/s

v — 介质中的气体渗流速度，cm/s

η — 介质的孔隙度

λ — 氦的衰变常数，1/秒

a — 介质产生可移动氦的能力，Bq/(m³·s)

2.4.2 半无限大介质中氦浓度的分布

半无限大介质是一侧有限另一侧无限延展的均匀多孔介质。这种介质表面的氦析出问题是最常遇到的实际问题。大地是典型的半无限大介质，此外半无限大介质的几何条件简单，计算结果比较直接，对说明氦析出的基本规律很有帮助。因此，讨论半无限大介质表面的氦析出问题。

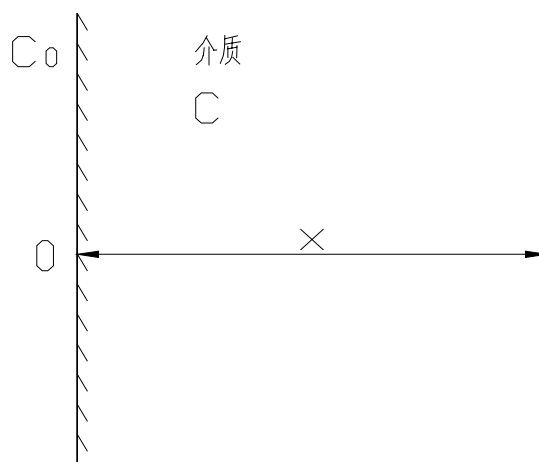


图 2-10 半无限大介质的计算坐标

Fig.2-10 Calculative coordinate of semi-infinite medium

半无限大介质中的氦传播问题是一维问题。因为在稳定状态下，介质中的氦浓度分布仅仅是距介质表面的深度的函数，而在同一深度上各点的氦浓度是相等的。假定介质是均匀、各向同性的，根据费克扩散定律和达西定律，介质中氦浓度分布的方程为：

$$D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C + \alpha = 0 \quad (2-18)$$

边界条件：

$$x = 0 \text{ 处} \quad C = C_0$$

$$x \rightarrow \infty \quad C \text{ 有界}$$

式中：

C_0 —介质外空间中的氦浓度， Bq/m^3

方程的解为：

$$C = \frac{\alpha}{\lambda \eta} - \left(\frac{\alpha}{\lambda \eta} - C_0 \right) \exp \left(- \frac{\sqrt{v^2 + 4\lambda D \eta} - v}{2D} x \right) \quad Bq/m^3 \quad (2-19)$$

式中， α 为该介质产生可移动氦的能力，其表达式为

$$\alpha = 7 \times 10^{-15} \rho U K_p S_e \quad Bq/s \cdot cm^3 \quad (2-20)$$

式中 ρ —介质的容重

U —铀含量，%

K_p —铀镭平衡系数

S_e —射气系数

(2-19) 式表明，半无限大介质中的氦浓度分布服从指数规律，而且与扩散系数、孔隙度及渗流速度有关。

(1) 扩散系数

氦的扩散是由于热涌动，气体分子沿浓度减少方向位移的结果。氦的扩散一般用扩散系数“ D ”来表示，它在数值上等于当浓度梯度为一个单位时，单位时间内通过单位面积的氦气量，因而也可称他为扩散速度，量纲为 cm^2/s 。

除了扩散系数，还用扩散长度“ l ”来描述氦的扩散作用，其表达式如下：

$$l = \sqrt{\frac{D}{\lambda}} = \sqrt{\frac{DT_{1/2}}{0.693}} \quad (2-21)$$

式中：

$T_{1/2}$ —氢的半衰期，s。

扩散长度反映了扩散流随距离增大而减弱的特点。扩散长度随扩散系数和半衰期的增大而增大。

扩散系数的大小主要取决于孔隙度、透水性、湿度、结构和扩散时的温度。

(2) 渗流速度

气体从压力高的地方向压力低的地方迁移，迁移的速度称为渗流速度，渗流速度的大小通常用 v 表示。渗流速度的计算可通过达西定律来计算：

$$v = -\frac{K}{\mu} \frac{dp}{dz} \quad (2-22)$$

式中：

K —介质的渗流率

μ —介质的粘滞系数

dp/dz —介质中的压力梯度。

(3) 孔隙度

所谓孔隙度，系指土壤的孔隙体积 V_p 与土壤的视体积（外表体积） V_f 的比值，土壤孔隙体积的大小通常以孔隙度 η 来描述。

$$\eta = \frac{V_p}{V_f} \quad (2-23)$$

若孔隙体积指的是有效孔隙体积 V_{ep} ，则称为有效孔隙度（ η_e ）

$$\eta_e = \frac{V_{ep}}{V_f} \quad (2-24)$$

2.4.3 煤地下自燃时温度对覆岩中氢运移的影响

当下部煤体温度升高时，形成高温的氧化环境中，容易造成镭及铀的迁移使自燃火区上覆岩层中氢气的重新分布，而且高温使铀岩石的射气系数随温度的升高而增大。

煤炭自然发火理论的研究表明，当空气以一定流量通过具有自燃倾向性的松散煤体时，煤与空气中的氧发生氧化反应，并释放出一定热量，该热量在部分散失的同时

使煤温升高；加上实际条件下松散煤体是各向异性的，煤温、氧浓度和漏风强度均是空间坐标 x ， y ， z 的函数，且随时间不断发生变化。因此松散煤体的自热自燃，属于带非稳定内热源项多孔介质自发的三维非稳态导热过程。

2.4.3.1 温度场控制方程

取一无限小的松散煤体六面体分析单元，如图 2-11 所示。

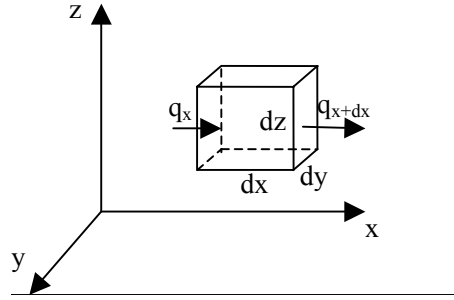


图 2-11 煤体能量守恒的分析单元示意图

Fig.2-11 Analysis unit of coal conversion of energy

在单位时间内从左界面 $dydz$ 流入的热流量为 $q_x dydz$ ，经右界面流出的热流量 $q_{x+dx} dydz$ ，则流入的净热流量为 $(q_x - q_{x+dx}) dydz$ 。

在固体的热传导中，由傅立叶定律，热流量为

$$q_x = -\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2-25)$$

式中， λ_x 为松散煤体在 x 方向上的导热系数，($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)。

显然，热流量 q_x 是 x 的函数，将 q_{x+dx} 按泰勒级数展开，并取前两项得：

$$q_{x+dx} \cong q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx = -\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} - \lambda_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} dx \quad (2-26)$$

于是，沿 x 方向流入的净流量为

$$(q_x - q_{x+dx}) dydz = \lambda_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} dx dy dz \quad (2-27)$$

同理，沿 y 方向和 z 方向流入的净流量分别为 $\lambda_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} dx dy dz$ 、 $\lambda_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} dx dy dz$ 。

式中， λ_y 、 λ_z 分别为松散煤体在 y 、 z 方向上的导热系数，($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。

同时，在 x 方向单位时间内微元体表面孔隙中空气与煤体发生对流换热，引起空气焓变，则流入和流出的热焓值为

$$h_x = n\rho_g E_g v_x \frac{\partial T_g}{\partial x} dx dy dz \quad (2-28)$$

式中, n 为松散煤体的空隙率;

ρ_g 、 E_g 分别为空气密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) 和比热 ($\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$);

v_x 为风流在 x 方向上的流速 ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$);

T_g 为空气的温度, ($^\circ\text{C}$)。

同理, 在 y 方向和 z 方向单位时间内微元体表面孔隙空气中流入和流出的热焓值

$$\text{分别为 } h_y = n\rho_g E_g v_y \frac{\partial T_g}{\partial y} dx dy dz, \quad h_z = n\rho_g E_g v_z \frac{\partial T_g}{\partial z} dx dy dz。$$

式中, v_y 、 v_z 分别为风流在 y 、 z 方向上的流速 ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)。

假设在煤自燃过程中, 单位体积单位时间内的煤与氧作用产生的热量为 $q(T)$, 则在体积 $dx dy dz$ 中, 单位时间内产生的热流量为 $q(T) dx dy dz$ 。

式中, $q(T)$ 为煤体在温度为 T 时的放热强度 ($\text{J} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$)。

与此同时, 在时间 $d\tau$ 内, 微元体中煤体由于温度上升所吸收的 $\rho_e E_e \frac{\partial T}{\partial \tau} d\tau dx dy dz$ 。

式中, ρ_e 为松散煤体的等效密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$);

E_e 为松散煤体的等效比热 ($\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)。

根据热量的平衡原理, 温度升高所吸收的热量必须等于从外界流入的净热量、风流带走的焓变和内部热源释放的热量之和, 即

$$\begin{aligned} E_e \rho_e \frac{\partial T}{\partial \tau} d\tau dx dy dz = & \left(\lambda_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \lambda_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \lambda_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) dx dy dz d\tau \\ & - n\rho_g E_g \left(v_x \frac{\partial T_g}{\partial x} + v_y \frac{\partial T_g}{\partial y} + v_z \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) dx dy dz d\tau + q(T) dx dy dz d\tau \end{aligned} \quad (2-29)$$

2.4.3.2 初始条件和边界条件

由上可知, 能量守恒偏微分方程式建立了松散煤体的温度与时间、空间的关系。如果要确定温度场, 还必须要知道初始条件和边界条件, 即定解条件。初始条件是在初始瞬时煤体内部的温度分布规律, 边界条件是煤体表面与周围介质之间的温度相互作用的规律。

(1) 初始条件

在初始瞬时，温度场是坐标 (x, y, z) 的已知函数 $T_0(x, y, z)$ ，即当 $\tau = 0$ 时，

$$T(x, y, z, 0) = T_0(x, y, z)$$

在相当多的情况下，初始瞬时的温度分布可以认为是常数，即

$$T(x, y, z, 0) = T_0 = \text{常数}$$

(2) 边界条件

温度场四周表面的换热条件称为温度场的边界条件。常见的边界条件有三种：

① 已知任何时刻结构边界面的温度值。第一类边界条件可表示为：

$$T|_s = T_w$$

式中， s 表示边界面；

T_w 是边界面 s 的给定温度值，既可以是稳态导热过程中给定的温度值；也可是随时间变化的非稳态导热过程的温度值。

② 第二类边界条件：已知任何时刻结构边界面上的热流密度值。第二类边界条件可表示为：

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_s = q_w$$

式中， q_w 是给定边界面 s 的热流密度，对稳态导热过程为常数；对非稳态过程是随时间变化的量。

若 $q_w = 0$ ，说明边界面是绝热的。

③ 第三类边界条件：已知边界面周围流体的温度和散热系数，根据牛顿冷却公式，物体边界面与流体间的对流换热量可写成

$$q = \alpha(T_w - T_f)$$

式中， α 为对流换热系数， $(\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$ ；

T_w 为松散煤体表面温度， $(^\circ\text{C})$ ；

T_f 为流体温度， $(^\circ\text{C})$ 。

根据傅立叶定律，第三类边界条件可写成

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_s = \alpha(T_w - T_f) \quad (2-30)$$

式中， α 和 T_f 可以是常数，也可以是某种随时间和位置而变化的函数。

在实验台自燃过程中，主要考虑第一类和第三类边界条件，可表示为

第一类边界条件，即： $T|_s = T_w$

第三类边界条件，即： $-\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{x=0} = \alpha(T_w - T_g)$

2.4.4 煤地下自燃时气体对覆岩中氩运移的影响

随着煤温的升高，Rn、CO、CO₂、CH₄等气体的浓度均有不同程度的升高。通过对煤炭自燃时产生气体的分析知：煤自燃时产生大量的CO、C₂H₆、C₃H₈、C₂H₄、C₂H₂等气体，又因在“geogas”理论中指出，Rn的运移和CO₂、CH₄等的运移有关，自燃时产生的气体对氩运移有重要的影响。“geogas”理论基本上提出了气体在岩石圈运移的一些概念的重新定位。载气（CO₂）在许多地质环境中的广泛存在以及气泡运移的性能是影响稀有气体在地球表面长距离运移、运移行为和分布的主要因素。

直到现在，专业文献中还没有关于气泡在下土层的自然流体中的流动或相关的地球动力学现象的直接描述。Varhegyi et al 起初进行了有关气泡在多孔深水煤质中运移的理论研究。他们认为地下水中的气泡符合 Stokes' 定律。

$$g = d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18\mu_w} \quad (2-31)$$

式中：

g ：气泡速度(m/s)

d ：气泡直径 (m)

ρ_w ：水的密度 (kg/m³)

ρ_g ：气体的密度 (kg/m³)

μ_w ：水的粘度 (kg/ms)

式中表明气泡速度与直径的平方成正比。当流体静力学压力减小时， d 增加，气泡速度增加。该式的上述形式是 Stokes' 定律的一般形式。在多孔渗水煤质中该式将会作适当的修正。首先，直径必须有一个上限（与煤质有关）。更精确的是，气泡的最大值由多孔渗水煤质中运移路径交叉值的最小值决定。对于裂岩，气泡的大小由裂缝壁间的最小距离决定。Varhegyi et al 用理论模型来估计气泡的大小（ d_B ），它的速

度是媒质孔数 (n) 和平均颗粒大小 (d_G) 的函数：

$$d_B = 1.26d_G n(n + 0.21) \quad (2-32)$$

使用该公式可以推导出气泡流经均匀等粒度的多孔渗水媒质的最大速度 (气泡大小等于孔径)。但是该种媒质在自然界中很少见。实际粒度分布之间的关系很难由理论得到。一般粒度分布 (认为与平均粒度相等) 随着气泡流动的精确值以及交叉部分的减少而改变。但是, 修正后的 Stokes' 方程式可以用于估计微小气泡在地质媒质中运移速度的数量级。

考虑到关于气泡运移的 Stokes' 定律, 以及气泡直径是岩石多孔性的函数, 该模型得到了发展。对于含有裂缝的媒质, 裂缝的宽度决定了用于 Varhegyi' s 方程式中气泡直径的最大值。这个简单模型是推导出气泡在地质环境中运移速度的第一阶段, 因为它没有考虑在真实情况下的诸多因素。首先, Stokes' 方程式给出的速度适用于无限大的水环境中的单个气泡, 它的运动和形状不受其他气泡或裂缝壁的影响。其次, 随着气体流量的增加, 气泡会联合到一起, 在竖直方向上形成延长的气泡, 称之为“气泡带”, 然后在裂缝内形成连续的气流。

最近, Kostakis and Harrison 对气泡在单独裂缝中快速流动的物理模型的许多问题进行了研究, 他们导出了基本的质量和动量守恒方程式, 并对数值分析提出了新程序 (考虑了主要参数, 例如: 气体和液体密度、液体粘度、裂缝壁、裂缝孔径以及边界压力)。

根据在气泡动力学方面的大量经验, 管道和毛细管影响气泡运移的主要参数是宽度和倾角, 这对自然裂缝 (裂缝壁的粗糙度也很重要) 也有效。实验数据表明, 小气泡 ($<0.2\text{mm}$) 在污水中符合 Stokes' 定律。小气泡受到尺寸较大的表面活泼杂质 (污染系统的拉力系数较高) 的影响, 因此气泡速度比在纯水中的速度小。

可以利用气体流量和裂缝尺寸辨别在自然岩石裂缝中气泡流动的四种主要形式 (气泡速度不同)。

(1) 在不可忽略的裂缝壁影响下的气泡: 可以使用假定在气泡流动过程中没有裂缝壁影响的经典单个气泡运动方程式。当小气泡在相对大的裂缝或岩石空间中运动时就满足该方程式的条件。

(2) 气泡沿着狭窄的裂缝 (裂缝宽度和气泡直径大小相近, 裂缝壁会影响气泡的大小) 上升。气泡速度 (g_w) 是否符合 Stokes' 速度 (g) 取决于气泡半径 r 和裂缝一般宽

度 b 的比率：

$$\frac{g_w}{g} = 1 - 1.004\left(\frac{r}{b}\right) + 0.418\left(\frac{r}{b}\right)^3 - 0.21\left(\frac{r}{b}\right)^4 - 0.169\left(\frac{r}{b}\right)^5 \quad (2-33)$$

(3) 长的气泡链和气泡带。气体流量增加或裂缝孔径减小时，气泡就会变长形成典型的气泡链流。

(4) 大的岩石空间中的气泡流。气泡紊乱时就会形成附加的上升速度。在石灰岩环境中接口较大的系统、充满水的巨穴区以及落水洞中，不需要和裂缝壁的摩擦就可以形成强烈的气泡流。

当气体压力和流量较大时，在压力梯度的作用下，气泡带会被连续的气流取代。特别是，当压力作用下的速度大于浮力作用下的速度时，气泡就会和其后的气流连接。

气泡带和气泡系列是由 reservoir-cap 岩石系统中间断的气体泄漏或者是压力脉冲的传播（由构造压力作用下的裂缝产生）造成的。该机理已经作为水文地球化学地震预兆的产生机理。该工作再次提出检测气泡在地震构造结构中快速水平流动作用的尝试。

如果裂缝中有大量气体（其压力大于流体静力学压力和毛细管压力之和），就会有连续相流动（例如在地热或碳氢化合物密闭库中的泄漏）。任何气体压力或裂缝宽度的减少都会使连续流动中断，气泡带或气泡系列就会形成。在气泡上升过程中其半径会增大，而且会在裂缝中阻塞。气泡阻塞后，就会结合起来形成长的长气泡带，然后形成连续气流。

2.4.5 煤地下自燃时覆岩中氩运移的数学模型

井下岩（矿）体表面的氩析出可近似看作是半无限大介质表面的氩析出问题。煤地下自燃时，煤温可能达到 $200^{\circ}\text{C} \sim 300^{\circ}\text{C}$ 时，由于高温的影响，作用时间越长，析出的氩越多。同时煤自燃时，会有规律的产生 CO 、 CO_2 、 CH_4 、 C_2H_6 、 C_2H_4 、 C_3H_8 等气体，氩的运移与气体的运移有密切的关系。从半无限大介质中氩分布的规律、温度与氩析出的关系、geogas 理论及气泡运移机理，我们可以得出煤地下自燃时氩运移的数值模型。

首先假设氩在覆盖层中的迁移符合以下条件：

- (1) 覆盖层处于稳定平衡状态；
- (2) 迁移发生在均匀、各向同性的介质中；

- (3) 氢的迁移机制为扩散和对流；
- (4) 介质中气泡速度符合 Stokes ' 定律。
- (5) 煤自燃时产生大量的气体，介质中的气泡速度近似等于介质中的渗流速度。
- (6) 由于地下煤自燃时氢的析出率剧增，覆岩中产生的可移动氢忽略不计。
- (7) 地下煤自燃时产生的温度场近似于实验台松散煤体的温度场模拟。

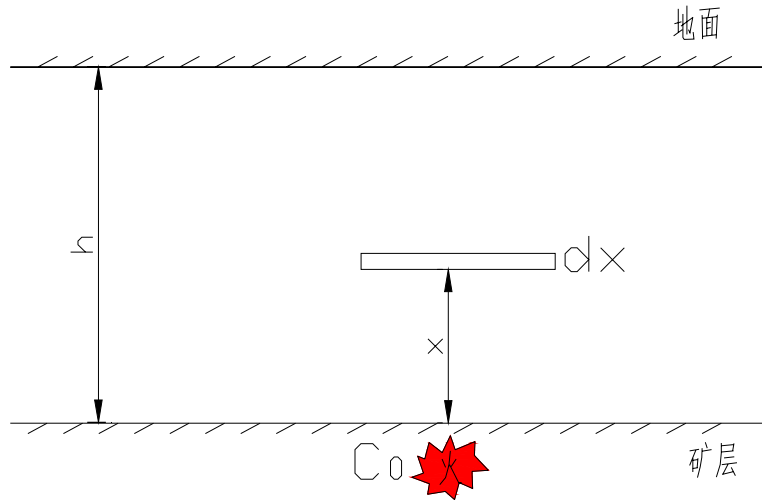


图 2-12 煤地下自燃时覆岩中氢运移数学计算区域示意图

Fig.2-12 The region of the mathematical calculations on coal spontaneous combustion

建立煤自燃时氢运移的数值模拟方程组：

$$\left\{ \begin{array}{l} D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C = 0 \\ C = AT + B \\ E_e \rho_e \frac{\partial T}{\partial \tau} d\tau dx dy dz = \left(\lambda_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \lambda_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \lambda_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) dx dy dz d\tau \\ - n \rho_g E_g \left(v_x \frac{\partial T_g}{\partial x} + v_y \frac{\partial T_g}{\partial y} + v_z \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) dx dy dz d\tau + q(T) dx dy dz d\tau \\ v = d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18 \mu_w} \end{array} \right. \quad (2-34)$$

氢浓度与温度的关系 $C = AT + B$ 由后面的实验中得到。

煤地下自燃时，火区区域的温度分布看作仅仅是时间的函数，在同一时间各点的温度是相同的，则上述方程可以简化为：

$$\begin{cases} D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C = 0 \\ C = AT + B \\ E_e \rho_e \frac{dT}{d\tau} = q(T) = HT \\ v = d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18 \mu_w} \end{cases} \quad (2-35)$$

边界条件：

当 $\tau = 0$ 时, $T = T_0$;

当 $x = 0$ 时, $C = C_0(T)$;

当 $x = h$ 时, $C = C(\text{地表})$, 由实测得到。

由以下推导过程可得：

解微分方程 $E_e \rho_e \frac{dT}{d\tau} = q(T) = HT$

$$\frac{dT}{T} = \frac{H d\tau}{E_e \rho_e}$$

$$\ln|T| = \frac{H}{E_e \rho_e} \tau + K_1$$

$$T = K \exp\left(\frac{H}{E_e \rho_e} \tau\right)$$

当 $\tau = 0$ 时, $T = T_0$ 得 $K = T_0$

$$T = T_0 \exp\left(\frac{H}{E_e \rho_e} \tau\right)$$

解微分方程 $D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C = 0$

$\frac{d^2 C}{dx^2} - \frac{v}{D} \frac{dC}{dx} - \frac{\lambda \eta}{D} C = 0$ 为二阶常系数齐次线性微分方程

特征方程为 $r^2 - \frac{v}{D} r - \frac{\lambda \eta}{D} = 0$

$$r_{1,2} = \frac{\frac{v}{D} \pm \sqrt{\frac{v^2}{D^2} + 4 \frac{\lambda \eta}{D}}}{2}$$

可知 $\frac{v^2}{D^2} + 4 \frac{\lambda \eta}{D} > 0$

$$\text{解得 } r_1 = \frac{\frac{v}{D} + \sqrt{\frac{v^2}{D^2} + 4 \frac{\lambda \eta}{D}}}{2}$$

$$r_2 = \frac{\frac{v}{D} - \sqrt{\frac{v^2}{D^2} + 4 \frac{\lambda \eta}{D}}}{2}$$

所以方程的通解为：

$$C = a_1 \exp(r_1 x) + a_2 \exp(r_2 x)$$

当 $x = 0$ 时, $C = C_0(T)$

当 $x = h$ 时, $C = C(\text{地表})$

$$\begin{cases} a_1 + a_2 = C_0(T) \\ a_1 \exp(r_1 h) + a_2 \exp(r_2 h) = C(\text{地表}) \end{cases}$$

$$\text{解得 } a_1 = \frac{C(\text{地表}) - \exp(r_2 h) C_0(T)}{\exp(r_1 h) - \exp(r_2 h)}$$

$$a_2 = \frac{C(\text{地表}) - \exp(r_1 h) C_0(T)}{\exp(r_2 h) - \exp(r_1 h)}$$

我们得到通解：

$$C_x = \frac{C(\text{地表}) - C_0(T) \exp(r_2 h)}{(\exp(r_1 h) - \exp(r_2 h))} \exp(r_1 x) + \frac{C_0(T) \exp(r_1 h) - C(\text{地表})}{(\exp(r_1 h) - \exp(r_2 h))} \exp(r_2 x) \quad (2-36)$$

式中,

$$r_1 = \frac{d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18\mu_w}}{D} + \sqrt{\left(\frac{d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18\mu_w}}{D} \right)^2 - 4 \frac{\lambda \eta}{D}}$$

$$r_2 = \frac{d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18\mu_w}}{D} - \sqrt{\left(\frac{d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18\mu_w}}{D} \right)^2 - 4 \frac{\lambda \eta}{D}}$$

$$C_0(T) = AT + B = AT_0 \exp\left(\frac{H}{E_e \rho_e} \tau\right) + B$$

2.5 本章小结

(1) 从氢的产生、性质、来源分布及放射性元素的赋存特征出发，总结了国内外学者研究成果，可知射气系数随温度的升高而增大这是一客观规律；

(2) 分析了煤自燃对围岩中氢分布的影响，自燃煤炭及围岩中存在着大量的裂隙，而且不同程度含有一定的水分，当地下存在热源时，热蒸汽可改变岩石中孔隙的含性孔隙中水的存在增大岩石孔隙中的射气系数，温度的升高使水中氢的溶解度下降，也增大了围岩孔隙或裂隙的而射气系数；

(3) 地下煤自燃，势必造成一个高温高压的环境，不但生成了大量丰富气体，而且自燃升温形成压力梯度，这些气体的排放量可作为载气，对氢气通过微小断裂上升起着重要的作用。煤温度越高，生成的气体量越大、压力梯度越大，气体上升迅速越快。

(4) 煤层自燃产生的高温高压，将会使氢气由地下向上运移的速率增加。煤层燃烧并持续一段时间后，在其周围产生的高温高压，有可能使周围同位素重新分布，并使围岩处于氧化条件。因此，地下铀不断产生的镭元素，就会随载气向上运移并不断衰变生成子体—氢。这样，在火区顶部氢气的浓度值将高于未燃前非火区的氢气浓度值。同位素测氢法正是利用这一原理来进行地下火源的精确定位。

(5) 地下覆岩随着地区以及地点的不同而不同，各点的密度、孔隙度、扩散系数和对流速度等因素都在不断变化会导致氢浓度的改变。当研究的射气介质体积相当大，覆岩孔隙与颗粒相对很小，分布又均匀时，可近似为均匀多孔介质。

氢在均匀多孔介质中传播的一般方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} \eta C d\tau = D \Delta C - C \nabla \cdot \vec{v} - \vec{v} \cdot \nabla C - \lambda \eta C + a$$

在直角坐标系下，方程可简化为：

$$D \frac{d^2 C}{dx^2} - v \frac{dC}{dx} - \lambda \eta C + a = 0$$

半无限大介质中的氦浓度分布：

$$C = \frac{\alpha}{\lambda \eta} - \left(\frac{\alpha}{\lambda \eta} - C_0 \right) \exp \left(- \frac{\sqrt{v^2 + 4\lambda D \eta} - v}{2D} x \right)$$

(6) 推导了煤地下自燃时氦运移的数学模型：

$$C_x = \frac{C(\text{地表}) - C_0(T) \exp(r_2 h)}{(\exp(r_1 h) - \exp(r_2 h))} \exp(r_1 x) + \frac{C_0(T) \exp(r_1 h) - C(\text{地表})}{(\exp(r_1 h) - \exp(r_2 h))} \exp(r_2 x)$$

当下部煤体温度升高时，形成高温的氧化环境中，容易造成镭及铀的迁移使自燃火区上覆岩层中氦气的重新分布，而且高温使铀岩石的射气系数随温度的升高而增大；“geogas”理论中指出，Rn的运移和气体的运移有关。如果裂缝中有大量气体（其压力大于流体静力学压力和毛细管压力之和），就会有连续相流动（例如在地热或碳氢化合物密闭库中的泄漏）。任何气体压力或裂缝宽度的减少都会使连续流动中断，气泡带或气泡系列就会形成。但是，只有将来对载气的动力学进行深入研究，结合自燃温度场方程，才有可能建立起更加接近实际的氦气在自燃煤层覆岩中的分布及运移数学模型。

第三章 煤自燃与测氡实验台及其控制系统的研制

自从 20 世纪 80 年代中期开始,将放射性物探技术应用于煤矿自燃火源的探测,并先后在古交、轩岗、潞安、宁武、怀仁等矿区进行了火区探测,可划出火区范围及发展趋势,为煤矿自燃火灾的防治提供了科学的依据。为了研究煤升温氧化过程中氡的析出与温度之间的关系,太原理工大学舒祥泽教授等于 90 年代中期研制了一个简易“低射气介质测氡”实验台,进行初步的研究:含铀岩石的射气系数随着温度的升高而增大,而且温度越高,作用的时间越长,岩石所析出的氡越多。由于受到资金及技术方面的限制,实验台存在测控自动化程度不高、装煤量小、精度较低等缺陷。

为了解决原有实验台存在的问题,结合多年来探测实践经验,以深入研究煤自燃过程中上覆岩层中氡的运移规律,寻找测氡技术探测地下煤自燃火源位置的影响因素及机理,以进一步提高测氡技术探测火源位置的精度,于 2005 年 9 月自行研究设计了国内外最大的实验装置—煤自燃及测氡实验台(Experiment Rig for Coal Spontaneous Combustion & Radon Measurement)。该装置可用于进行松散煤体中不同粒度、不同漏风量以及不同温度条件下的煤自燃全过程实验,测定煤自燃的标志气体,以及研究不同射气介质或含构造覆岩中氡气分布与温度关系的研究。

3.1 实验台原理

该实验装置主要模拟现场不同散热情况、漏风状况、不同浮煤粒度自燃过程以及不同覆岩射气介质、构造对氡析出的影响,利用加热加速煤样升温,连续检测炉内煤样的温度、气体变化情况及上覆岩层氡的析出量,以找出氡的析出随煤温及不同射气介质覆岩变化的规律,为煤矿现场防灭火工作提供基础数据。

在实验模拟自燃过程时,应考虑热传导边界、绝热边界和牛顿冷却边界之组合的条件,选择合适的供氧条件及实验煤量。由于煤的燃烧是不易控制的,按照实验的目的,使煤按一定的速率来燃烧,同时控制煤的燃烧最高温度不超过 900°C ,采取注入高压氮气起到隔氧控温作用。

煤自燃与测氡实验台由实验台主体、加热系统和测控系统(温度检测系统、气体检测系统和控制系统)三部分组成。

3.2 实验台主体

实验台主体主要由由四部分组成：炉体、钢架及平台扶梯、炉墙及保温、放料阀。

图 3-1 为主视图，图 3-2 为 A-A 剖面图。

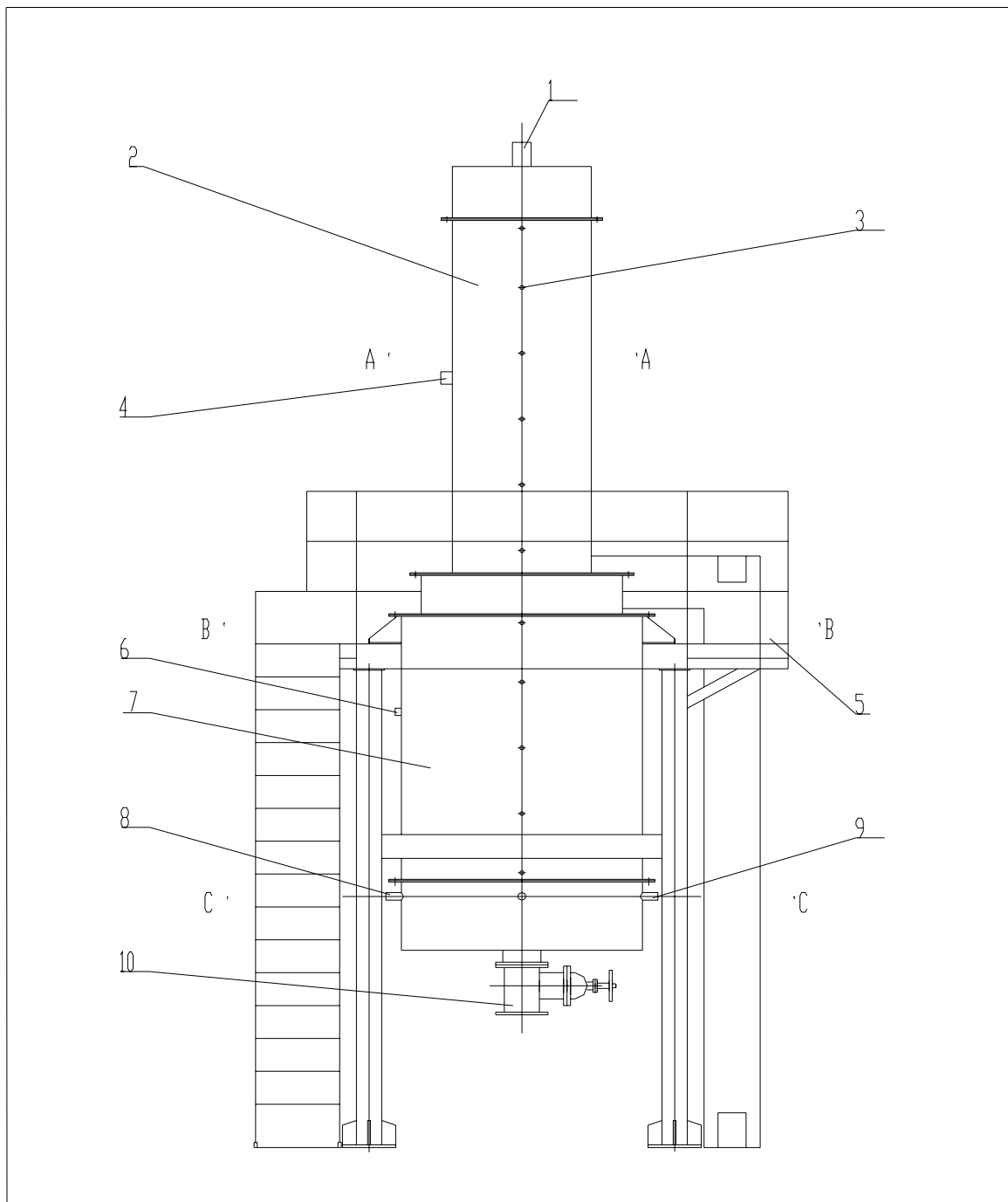


图 3-1 主视图

Fig.3-1 Front view

- 1-排气口；2-料石炉；3-热电偶；4-氢气取样口；5-工作台；6-煤气取样口；
7-传感器；8-煤燃炉；9-氮气进气口；10-空气进气口；11-卸料架

(1) 炉体

炉体一般可分为三种形式：球形、矩形和圆柱形。球形炉体实验煤量少，数学模型相对简单，但是加工复杂，空气只能从中心向边界或边界向中心放射状通过煤体；矩形炉体需实验煤量大，数学模型相对复杂，空气可以从一边向另一边均匀透过煤体；圆柱形炉体的实验煤量在球形和矩形炉体之间，数学模型较矩形炉体简单，空气可以从一边向另一边均匀渗透。从模型条件看，矩形炉体和圆柱形炉体比球形炉体可以更方便地模拟实际状况，因此，我们设计的实验台为圆柱型。

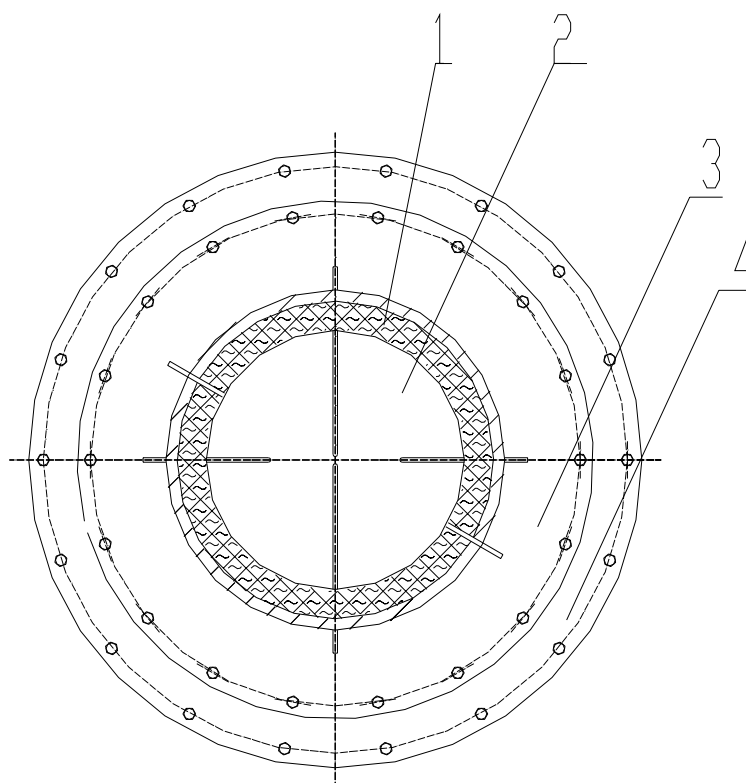


图 3-2 A-A 剖面图

Fig. 3-2 A-A profile map

1-料石炉腔；2-保温层；3-料石炉座；4-煤燃炉盖

炉体是实验台的核心部件，外部壳体全部采用 Q235-A 的钢板制作，内部固定和支撑件高温段材质采用 1Cr18Ni9Ti，低温段材质采用 1Cr13 和 Q235-A 制作；为了便于更换底部的加热管以及煤和填料，将炉体分为五部分：底座、燃料段（直径 1m）、过渡段、填料段（直径 0.8m）和顶盖，每部分之间通过法兰来连接，在实验时可根据要求来单独更换煤和填料。其中底座、燃料段和两者之间的布风板为双层连接结构，拆除外层连接结构可只将底座取下，若遇到特殊情况可拆除内层连接结构将布风板也

取下,布风板材质采用 0Cr25Ni20。在炉体内部焊有扒钉和支撑板,用来固定和支撑耐火和保温材料。

在炉体内部每隔 500mm 高度安装一层测温套管和气体取样管,每层测温套管三支,深入深度分别为中心、二分之一半径、边缘处(见图 3-3);气体取样管一支,深入深度中心处;用以实验时测定不同高度上煤层和填料层的温度及气体成份。

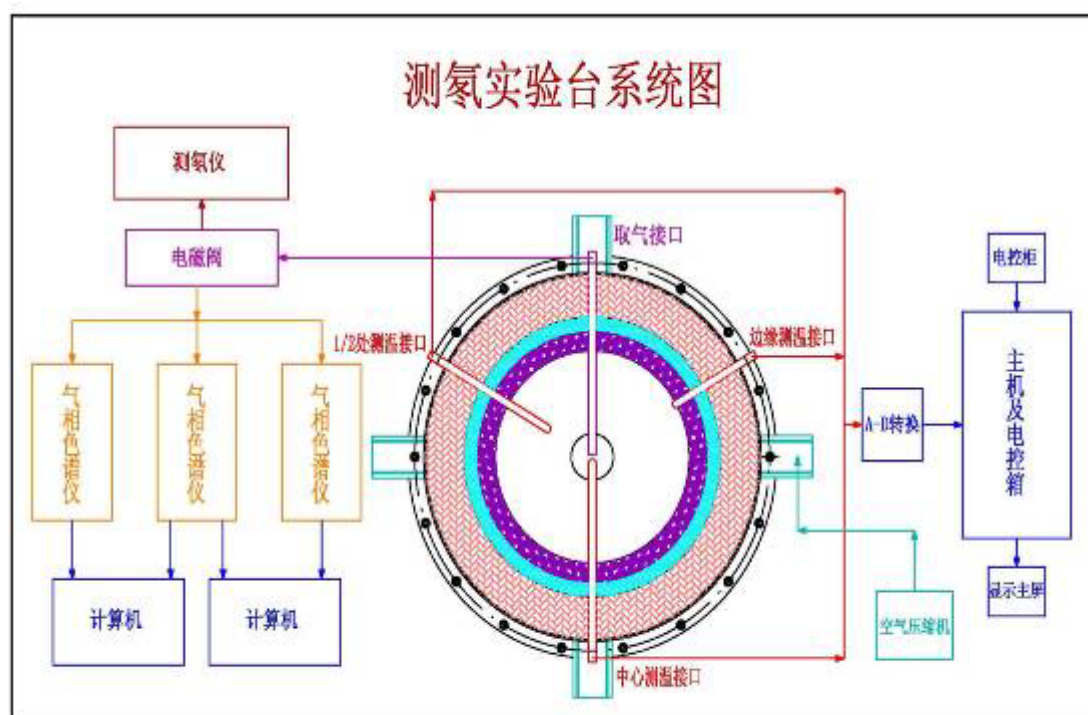


图 3-3 测氡实验台系统图

Fig.3-3 Radon test-bed system diagram

在底座和燃料段之间有 150 mm 高的空间,通过园周均布的四根管子通入空气,并装有加热管来加热空气。

在燃料段下部为布风板,上面覆盖三层 160 目的不锈钢丝网,一方面支撑煤的重量,另一方面使进入的空气能均匀地通过煤层,同时在下部装有放料管,与放料阀相连,需要更换煤时,通过放料管将炉体里的煤放掉;另外在侧墙耐火浇注料里分三层布置了三支加热管,用来将煤层加热到要求的温度,每层设置了两支热电偶来控制加热温度。

过渡段将煤和填料分开,使煤和填料可以单独进行更换。填料段下部也装有布风板和三层 160 目的不锈钢丝网,用来支撑填料的重量和使空气能均匀地通过,布风板材质采用 0Cr25Ni20。

顶盖上部装有排气管及卸压力装置,可将尾气排出,并可在其上加取样管来测定气体的成份,同时监测炉体内部压力,确保安全。

(2) 钢架及平台扶梯

钢架由四根立柱、顶部四根支撑梁、中部四根槽钢组成框架结构,用来支撑炉体及炉墙和保温材料;在标高 3800 处设置了平台,用来在安装和更换物料时装卸螺栓,并由此可通过过渡段上的爬梯来更换过渡段上的热电偶。

(3) 炉墙及保温

由于本装置的特点,实验时内部温度最高可达 900℃,一方面要求内层的材料要耐高温,要有足够的强度,另一方面又要求炉体外表面的温度不能太高;因此将炉墙及保温设计为三层,最内层为磷酸盐耐火混凝土,其使用温度为 1250℃,中间一层为轻质耐火混凝土,最外层为硅酸铝耐火纤维毡,外面两层材料具有良好的保温性能,可使炉体外表面温度达到要求。磷酸盐耐火混凝土浇筑时留有足够的膨胀缝,能够很好地吸收热膨胀。安装时可分别对炉体各部分进行砌筑,烘炉后再进行使用。

(4) 放料阀

考虑到更换煤的要求,在炉体下部安装了放料管,下部接一个放料阀,一方面实验时密封放料管,另一方面可控制放料量。

为确保炉体密封,加料时采用炉体拆卸后装料。燃料段填加料时,先拆卸下过渡段及上部,加好煤样后,再装好过渡段。填料段填加料时,先拆卸下顶盖,加好填料后,再装好顶盖。

3.3 加热系统

(1) 加热系统

在炉底盘装有三根独立的电阻丝,6 个出线头,各 7kw。在燃料段沿周长布置三根独立的电阻丝,6 个出线头,各 5kw,并浇注在耐火材料土中。合计加热功率为 35kw。图 3-4 为燃料段电阻丝图。

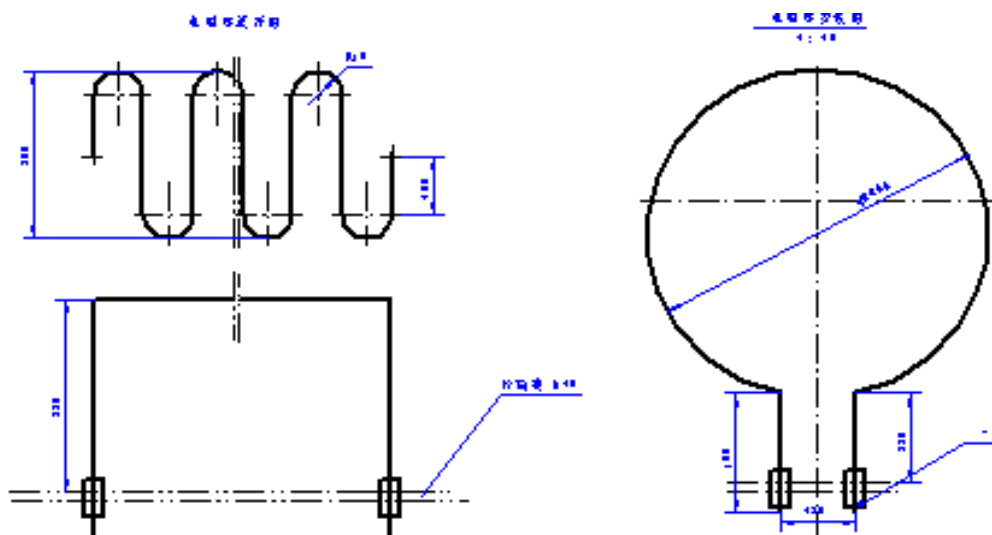


图 3-4 燃料段电阻丝图

Fig.3-4 Scheme of resistance wires in fuel segment

(2) 测量系统

电阻丝的温度测量。炉底盘有三根电阻丝加热，在电阻丝上方 20mm 处有两个对称的热电偶，来测量炉盘的电阻丝加热温度。燃料段每根电阻丝有两个对称热电偶来测量电阻丝加热耐火混凝土处的温度。底座、燃料段两处测量电阻丝的共 8 个热电偶。

其它热电偶取样管的布置情况：

燃料段：15 个热电偶，5 个取样管。

填料段：18 个热电偶，6 个取样管。

顶盖的排烟口：无热电偶，1 个取样管。

取样管（除顶盖上）处，均伸入炉体中心，采用 $\Phi 1.5$ 的多小孔取样。顶盖上的取样管为直管端部取样。

测量热电偶采用全密封套管结构。

(3) 烘炉

烘炉的目的是防止炉墙在升温过程中炉墙内的水份溢出，而导致炉墙崩裂。

其炉墙的水份是由三部分组成，外表水、分子间水、分子内结晶水。对应的烘炉就是要把这三部分的水份赶出炉墙，所要求的炉体表面温度分为： 150°C 、 350°C 、 650°C 。

具体措施：

(a) 低盘电阻丝由三部分组成，先使用一组电阻丝盘加热，4 小时后转为第二组，再 4 小时后转第三组。随后延长为 8 小时接替进行 6 天，然后两天三组全部开启。并

注意测量炉体表面温度。尽量按烘炉曲线进行。

(b) 再使用炉体上部三组电阻丝。如上交替进行。

(c) 共烘炉 12 天。(图 3-5 为理论烘炉曲线)

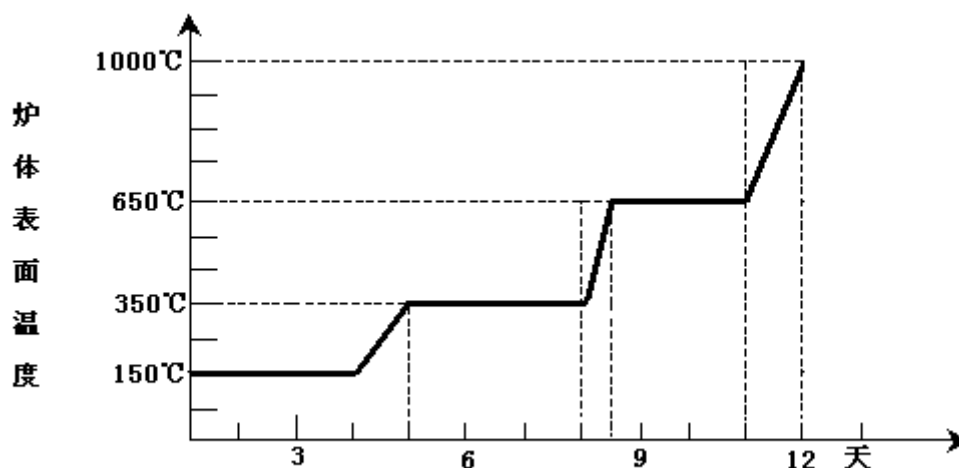


图 3-5 理论烘炉曲线

Fig.3-5 Theoretical oven curve

3.4 测控系统

3.4.1 概述

煤自燃试验装置，是模拟研究煤在自燃过程中所发生的各种物理的和化学的变化，并通过对煤自燃生成气体的测量，以找到煤在自燃时的各种规律。为了能准确控制食盐进程和获得实时精确的试验数据，开发测量和控制系统的的作用是非常重要的。在很大程度上，测量和控制系统的品质，最终决定了试验的可操控性以及最终产品：试验数据的质量。

因此，在这套煤自燃试验装置上，使用了先进的，完全计算机化的测控系统。其所有的操作、控制、显示、记录都在计算机上进行。试验中所自动记录的数据，可很方便的用常用软件，如 EXCEL、ORIGIN 等软件转化成试验报告或文章中所需的图形、表格等等。

系统共有 41 个温度测量点。其中 8 个测温点是用于电加热器温度测量与控制用的。其余的 33 个测温点分布在整個炉子上，共分 11 层，每层 3 个测温点。每层的 3

个测温点，分别可测量炉内物料的中心温度、中心到炉壁 1/2 处的温度以及炉壁处的温度。这些从下至上，从里到外分布在炉中的各个测温点，可全面反映炉内物料的温度场分布情况。

由于炉子是由三段组成，并且在实验前和实验后还要拆卸炉，因此本系统选用了不锈钢套管的铠装热电偶，这种测温热电偶比较皮实并且如有一些物料砸在热电偶上，一般也不会轻易损坏。对温度信号的处理，本测控系统使用了 16 位的高精度 A/D 处理器。最终的温度测量的显示分辨率可在 0.1 摄氏度，可完全满足试验的要求。对于研究煤的自燃特性试验来说，温度测量的精确性对于煤自燃过程中生成气体的成分及浓度是非常重要的。温度检测系统如图 3-6 所示。

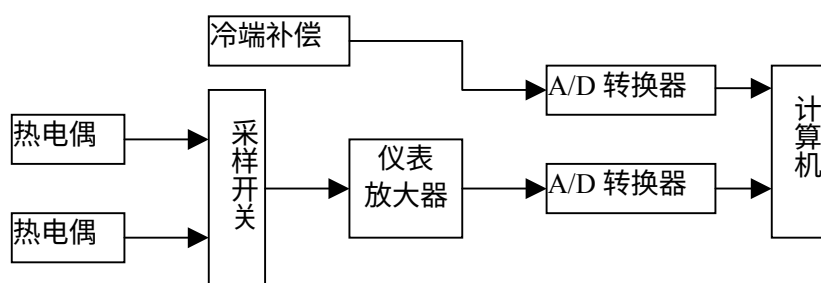


图 3-6 温度检测系统

Fig.3-6 Temperature detection system

为了模拟自燃的状态，需要从炉子的底部进入一定数量的空气。由于这一进气量与自燃发展的程度以及煤自燃过程中生成气体的成分和浓度相关联，因此，必须精确控制进入炉内的气体量，以保证分析数据的可用性。在这套测控系统中，使用了精确度很高的质量流量控制器来对进气量进行计量和控制。在使用中，只要在计算机的用户界面上，设定好流量的大小，测控系统即可精确的将流量控制在设定值上并对其实际流量进行计量、显示。为了保证流量的测量和控制的仪表能长期使用，和有一个能稳定长期工作的气源，系统使用了一台纯进口的无油空气压缩机。压缩机的工作方式，即可在计算机的控制下自动工作，也可在控制柜内通过开关手动工作。

本测控系统在炉体上，从下到上，共设有 12 个气体分析采样点。需被分析的各路气体，在计算机的控制下，通过切换不锈钢电磁阀组，气体就可从采样点，经不锈钢采样管线被引入到控制室的分析仪内进行分析。控制采样的方式，可在计算机界面上手动控制，也可和分析仪联合起来，在计算机的控制下自动进行分析。

图 3-7 是整个测控系统的结构示意图：

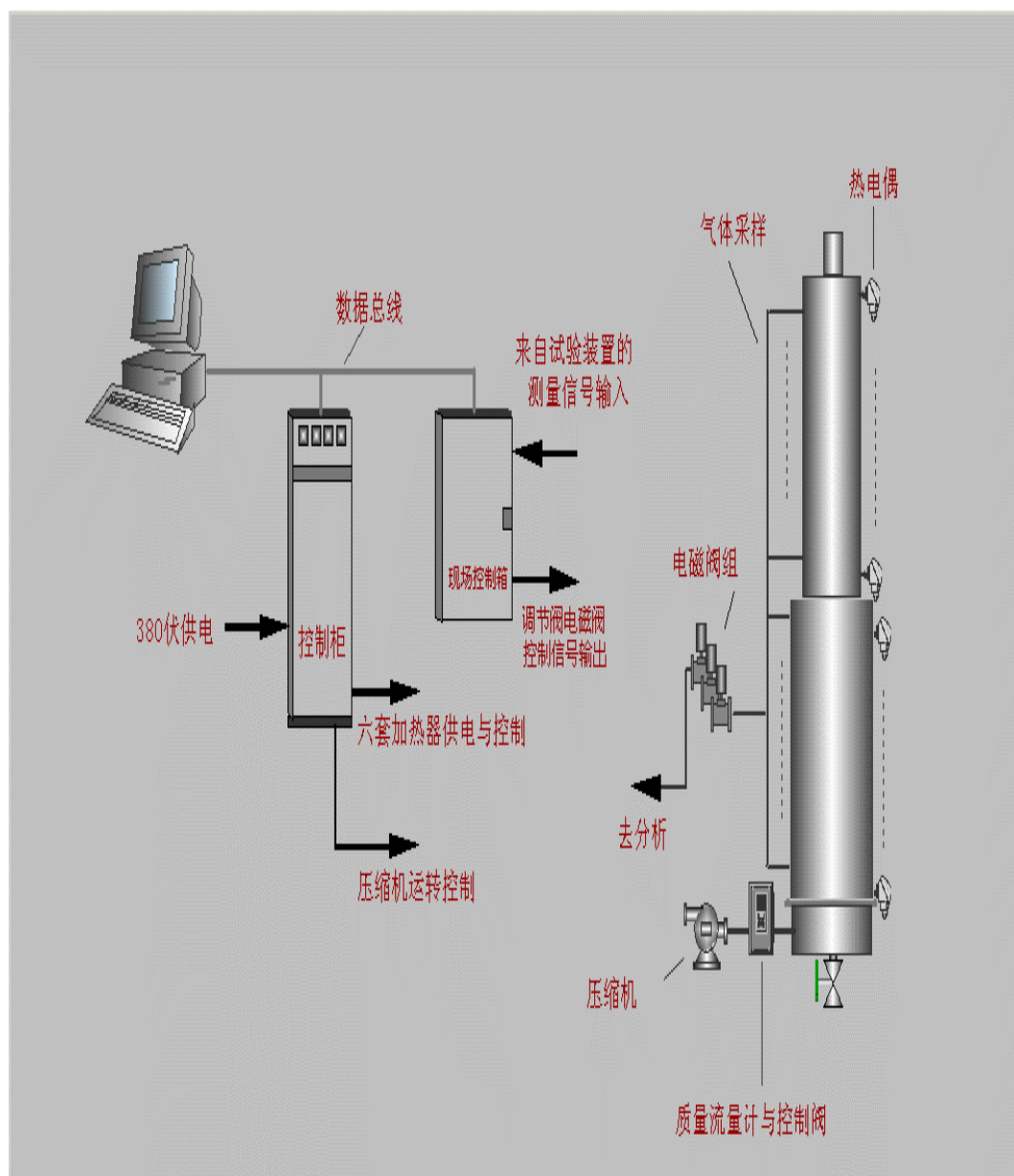


图 3-7 煤自燃试验装置测控系统结构示意图

Fig. 3-7 Scheme of equipment control system for spontaneous combustion of coal

3.4.2 计算机操作控制软件的使用

本测控系统全部操作控制都可在计算机的测控软件的界面上进行。全部软件的操作、显示界面共有 11 幅。由于测控软件界面上的文字说明很清楚，因此很容易对软件进行使用。图 3-8～图 3-13 是各个软件界面的图形：

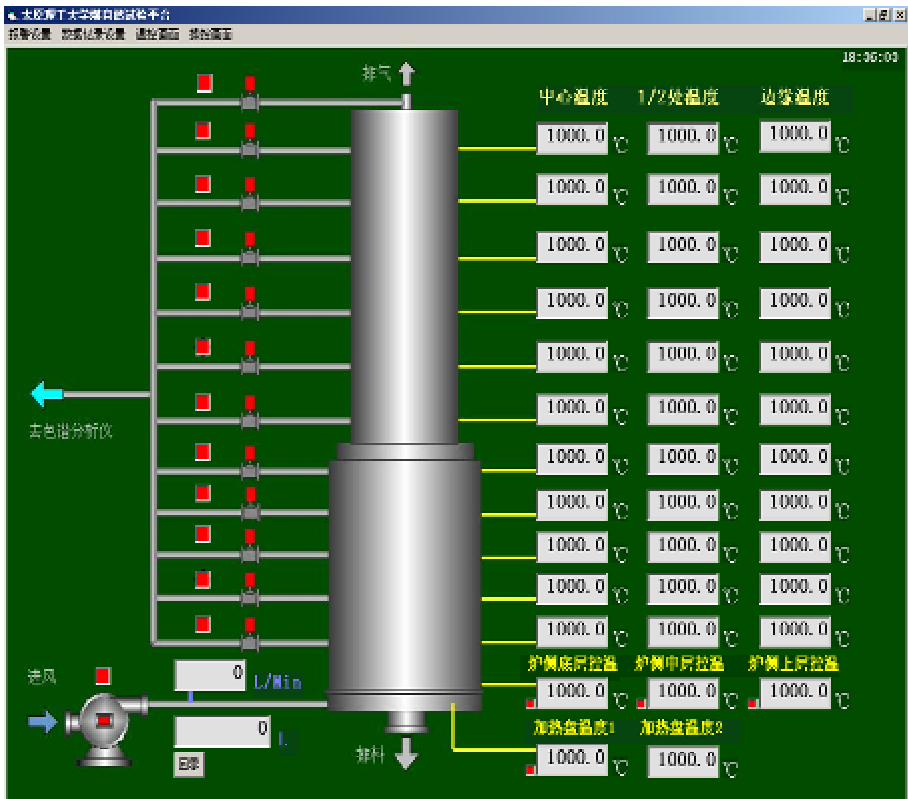


图 3-8 主显示界面

Fig.3-8 The main display interface



图 3-9 报警设置界面（弹出式界面）

Fig.3-9 Alarm set interface (pop-up interface)

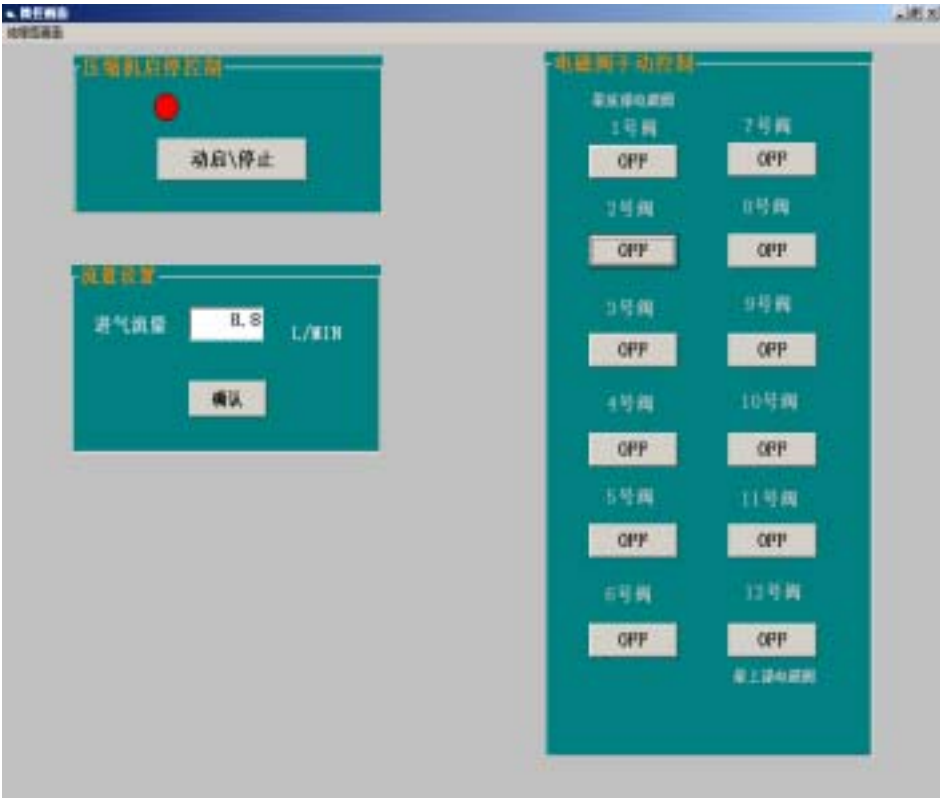


图 3-10 操控界面

Fig 3-10 Control interface

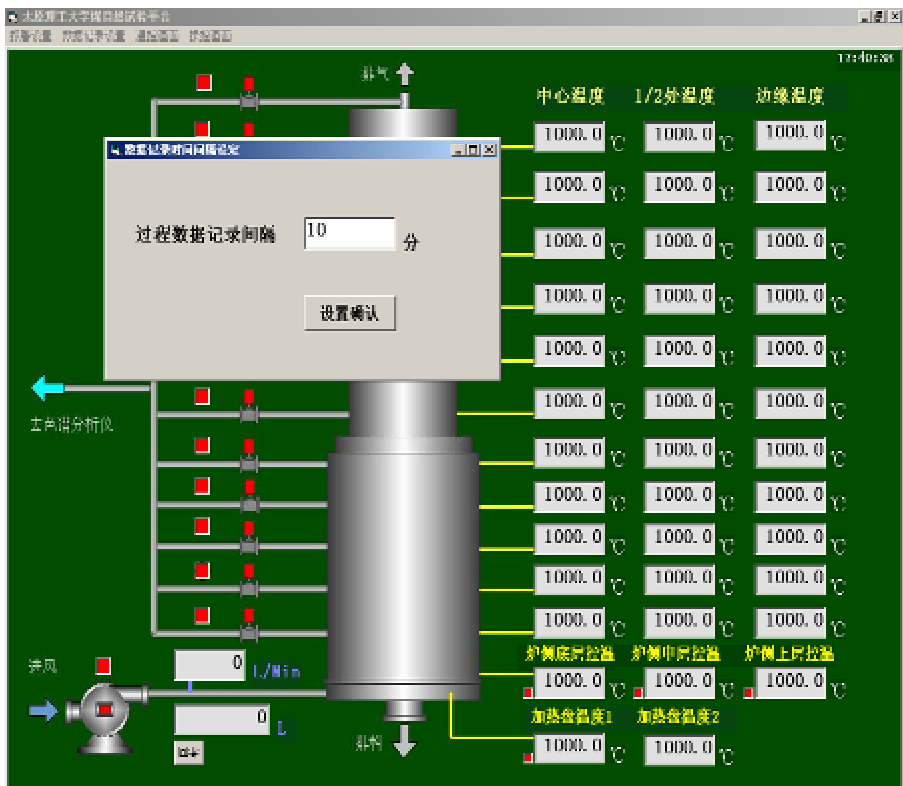


图 3-11 数据记录时间间隔设置界面（弹出式界面）

Fig.3-11 Time interval data recording interface (pop-up interface)



图 3-12 温控后/停与趋势显示及数字显示界面

Fig. 3-12 On-off temperature control, trend display and digital display interface

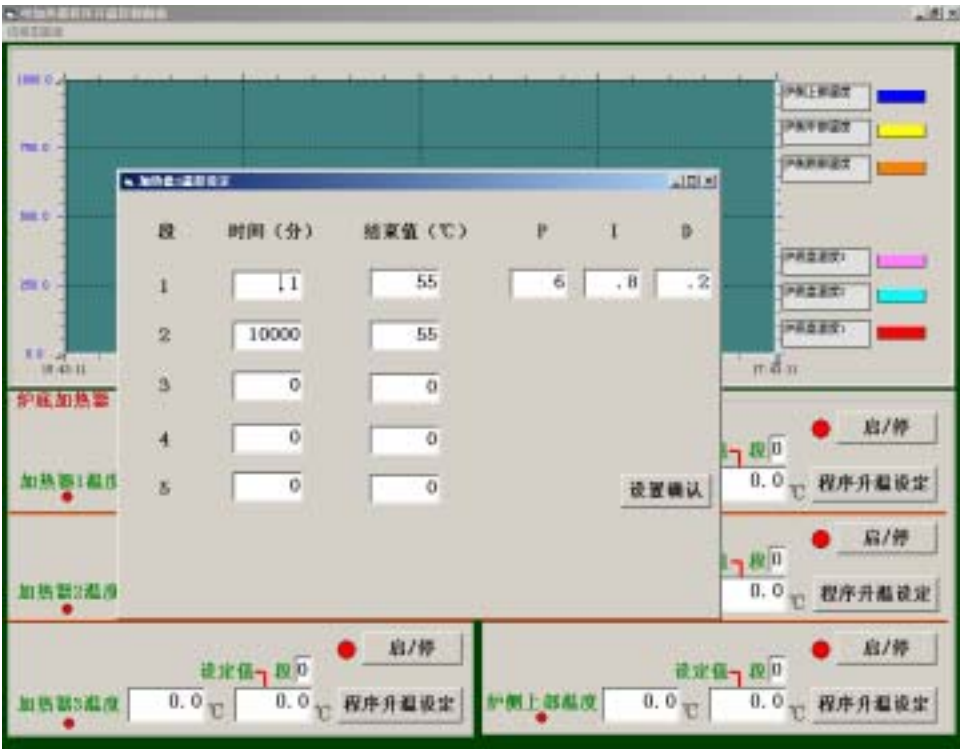


图 3-13 程序升温控制设定界面（弹出式界面）

Fig. 3-13 Programmed temperature control settings interface (pop-up interface)

图 3-8 为主显示界面，在此界面上，有全部温度点的数字显示及实时流量显示和累计流量显示。此外，还有 12 个采样电磁阀的工作状态显示并通过点击电磁阀旁的方块可控制电磁阀的开启。开启后，方块变绿。

图 3-9 为报警设置界面，在此界面上，可对 8 点温度进行报警上限设置。

图 3-10 为操控界面，在此界面上，可对采样电磁阀进行手动控制。可启动压缩机工作，也可对进气的流量进行设置。设置流量时，其单位为：升/每分钟。可在 0 到 10 升之间进行任意设置。

图 3-11 为数据记录时间间隔设置界面（弹出式界面）在此界面上，可设置数据记录的时间间隔，单位为分钟。设置完成，按下确认键后，计算机将按设置的时间间隔，自动记录过程的实时测量数据。

图 3-12 为温控启/停与趋势显示及数字显示界面，在此温控设定与显示界面上，可对六套加热炉进行启/停控制。可显示动态的设定值及当前的实际温度值。并实时显示温度的趋势图曲线。

图 3-13 为程序升温控制设定界面（弹出式界面）在此界面上可对加热炉进行程序升温设定。每台加热炉的控制程序都有 5 段。在设置时，先设置每段开始的时间，然后设置每段结束的温度。如仅用两段，后几段可设置为零。

在此界面上还可进行 PID 控制整定设置。

这样的画面在软件中共有 6 幅，每套加热器一幅。

3.4.3 气体分析系统

(1) 上海海欣 GC—950 气相色谱仪：能检测出 H_2 、 N_2 、 O_2 、 CO 、 CO_2 、 CH_4 、 C_2H_6 、 C_2H_4 、 C_2H_2 、 C_3H_8 、 C_3H_6 ，见图 3-14。

GC—950 气相色谱仪整机采用单元化组合设计，柱箱系统、检测系统、进样系统互为独立。采用微机自动控制系统，全中文键盘操作及字符显示；大容积的柱箱，内部孔状结构设计使空气分部均匀，温控精度高，保证分析具有良好的重现性，并以其高性能实现长期高温操作及近室温操作；可以测定矿井气体中 H_2 、 O_2 、 N_2 、 CO 、 CO_2 、 CH_4 、 C_2H_2 、 C_2H_4 、 C_2H_6 等组分；十种分析条件参数的文件存储功能；检测器均采用单元化设计，先进的制造工艺，具有灵敏度高、噪声低、线性范围宽等特点，可根据分析需要配置不同的检测器；五阶程序升温功能；秒表功能；柱箱及检测器的过热保护功能；先进独特的气路流程；采用三气路六通阀进样，配 TCD、FID 及镍转化炉，

从而排除了各组分之间的互相干扰,使灵敏度和准确度更高。 CO 、 CO_2 及烃类测定采用分时进样,双柱并联共用 FID 的流程,从而避免了分流进样造成最低检测浓度达不到煤矿安全要求的不足,同时通过进样时间的控制,可以缩短总的分析时间,减轻了分析人员的工作量。内置不锈钢丝网过滤膜,从而避免了煤矿气体粉尘较多容易堵塞管路的问题。



图 3-14 GC-950M 气相色谱仪

Fig. 3-14 GC-950M gas chromatography

试样分析采用外标法,首先用欲测组分的标准样品测量各峰的峰面积或峰高,用峰面积或峰高对样品浓度绘制标准工作曲线,此标准曲线为通过原点的直线,斜率即为绝对校正因子。在测定样品中的组分含量时,要用与绘制标准工作曲线完全相同的色谱条件作出色谱图,并根据其峰面积或峰高在标准曲线上直接查出进入色谱柱中样品组分的浓度。

(2) RAD7 电子氡气检测仪:本仪器能对空气、土壤、水中氡气进行测量,它含有内置(氡辐射源)找寻器,现场测试可用频谱曲线形式显示所测的氡和钍,并可用红外打印机打印输出数据,检测结果也可在电脑显示打印输出数据。图 3-15 为 RAD7 电子氡气检测仪。

主要技术参数:

- ①检测范围:0.1-20000pCi/L。
- ②数据存储:1000 组/次氡气和其它数据。
- ③显示值:标准误差、最高值、最低值、平均值。
- ④标准误差:2% (可轻易测量低至 0.1pCi/L 水平的氡)。
- ⑤电源:6V 电池 (可连续工作 24 小时)。



图 3-15 RAD7 电子氡气检测仪

Fig. 3-15 AD7 Electronic Radon Gas Detector

通过吸气管将炉内气体样品引导通过一系列设备后进入检测仪，气体流经的设备顺序如下：

采样管→油水过滤器（应竖直放置，若玻璃腔内有水，将过滤器下方的旋钮打开把水放出，该装置密封性不好，若接入管路，会影响测试结果）→干燥器→真空泵→小干燥管→空气干燥器→入口干燥器→进样口（inlet）。

进入分析腔体前，需通过一个具有细小入口的过滤器（排除后代元素）。

RAD7 腔体中的固态 α 探测器，能将氡气衰变时 α 辐射直接转换为氡气浓度的信号值，并能精确识别是哪一个同位素产生了辐射。为使测量标准偏差不大于 10%，每隔一周期的运行，获取一个快速的氡浓度点读数。RAD7 有自身的数据记录和保存功能，只需将周期和循环数设置好，打印机就会在设定的时间打印出记录的数据。

打印机会在每一个周期结束时打印出下列内容：第一行：运行和周期序号、氡气浓度、统计不确定性、单位、模式；第二行：日期和时间；第三行：测量腔体内的温度和湿度以及电池电压。

完成一个运行（每个周期的时间×循环数=一个运行所需的时间）后，会打印出整个运行的总结信息，包括：日期和时间、机器连续号、测试平均值、单个读数的柱状

图以及 α 能量的累计图谱。

3.5 设备流程

整个设备的流程如图 3-16 所示,在煤自燃过程中,煤岩体及覆岩将产生氢气,通过氢气取样口把氢气输入氢气管,再到氢气分析仪 RAD7;炉内布设的各个热电偶、温度传感器把料石炉内的温度变化信息,通过接口、导线把温度信息传输给计算机进行信息处理;煤燃炉在自燃过程中将产生火灾气体,通过气体取样口输气管到气相色谱仪,并联接计算机。

3.6 实验台特点

煤自燃与测氢实验台由实验台主体、加热系统和测控系统(温度检测系统、气体检测系统和控制系统)三部分组成。炉体呈圆柱形,炉体总高度为 5.4m,最大装煤量 5t;炉体顶盖上留有排气口,顶、底部分别留有 10~20 cm 自由空间,以保证进、出气的均匀;炉墙内层为磷酸盐耐火混凝土,中间一层为轻质耐火混凝土,最外层为硅酸铝耐火纤维毡,外面两层材料具有良好的保温性能,可使炉体外表面温度达到要求。实验台共有 41 个温度测量点,每层的 3 个测温点,分别可测量炉内物料的中心温度、中心到炉壁 1/2 处的温度以及炉壁处的温度。通过三通流量点抽取气样,由气相色谱仪及测氢仪分析。

(1) 实验初期可利用电炉丝对煤体加热,加快煤自燃潜伏期发展进程,缩短实验时间;后期利用煤体自身氧化放热,与实际情况比较接近;

(2) 实验最高温度可达 900℃,远远超过煤的着火点,并设计了注氮防火系统,根据实验需要调整自燃发展过程,实现煤自然发火全过程的模拟;

(3) 系统测温点分层布在整个炉子上,每层又可测量炉内物料的中心温度、中心到炉壁 1/2 处的温度以及炉壁处的温度,可全面反映炉内物料的温度场分布情况,并可实时以图像的形式呈现温度变化状况;

(4) 研制了先进的,完全智能化的测控系统,数据采集量和精度大幅提高,其所有的操作、控制、显示、记录都在计算机上进行;

(5) 煤自燃指标气体的绝对产生量增大,为指标气体富集及氢气的检测技术创造了条件,从而可为煤自燃预报指标优选及测氢探火实验研究提供科学依据。

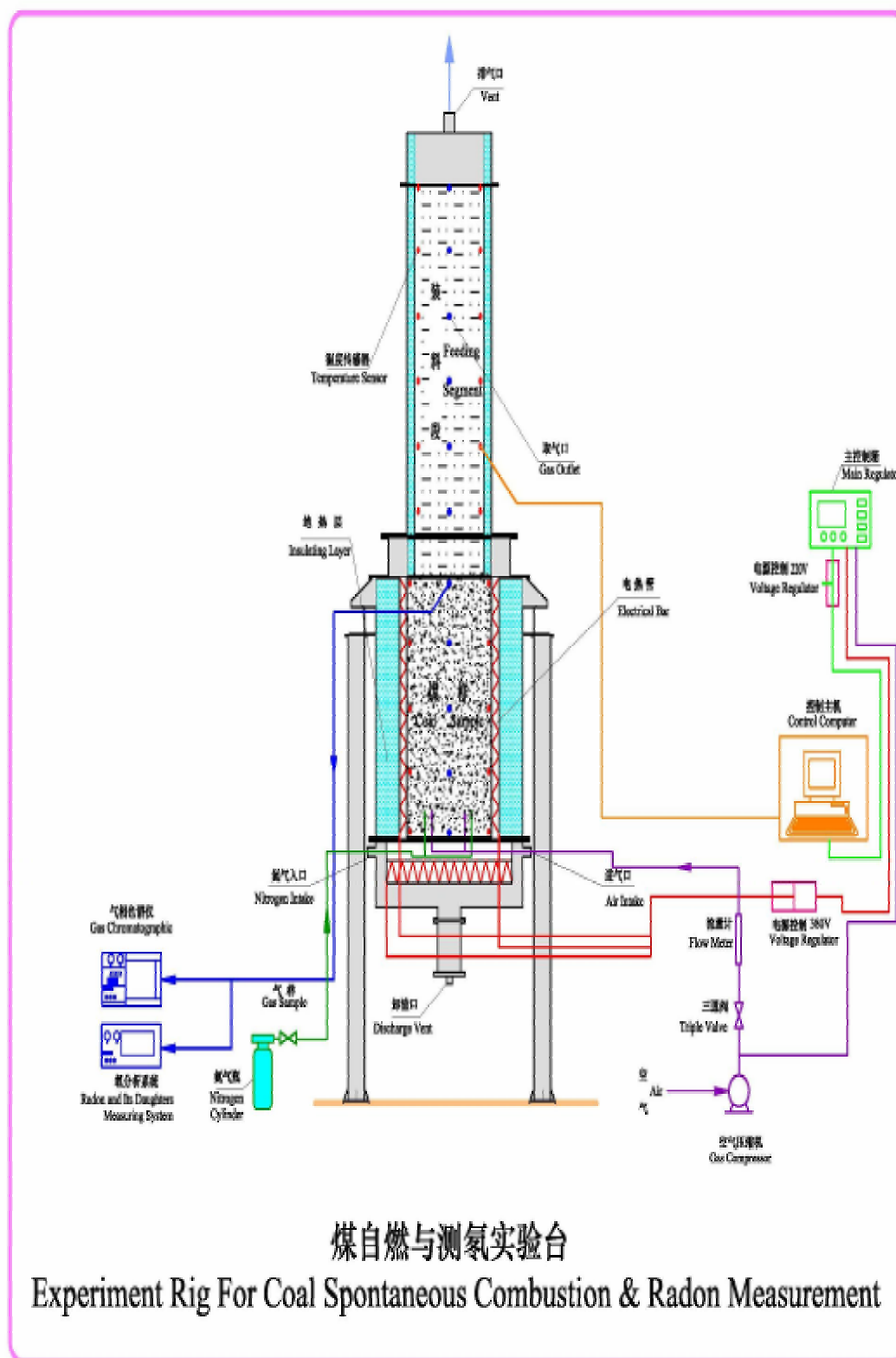


图 3-16 设备流程图

Fig. 3-16 Equipment Flowchart

3.7 本章小结

(1) 分析了煤自燃与测氦实验台的原理，得出了实验模拟自燃过程及测试覆岩中氦析出率时需要考虑的问题。

(2) 设计并制造出国内外自动化程度最大煤自燃及测氦实验台，对其结构进行了详细说明。

(3) 设计了实验台的加热系统并开发出全自动化的测控系统。

(4) 画出了实验台的流程图。

(5) 分析总结了实验台具有的特点，可加快煤自燃潜伏期发展进程，缩短实验时间；实验最高温度可达 900°C ，并设计了注氮防灭火系统，实现了煤自然发火全过程的模拟；可全面反映炉内物料的温度场分布情况，并可实时以图像的形式呈现温度变化状况等。

第四章 煤自燃生成气体与氦关系的实验研究

根据“Geogas”理论可知,煤自燃过程中氦的向上迁移主要是由于自燃生成了大量丰富气体,这些气体的排放量作为氦气向上的载气,通过微小断裂上升,自燃气体排放量有赖于煤自燃的进程和温度的大小。煤地下自燃升温不仅排放出气体,也会生成一个温度梯度(压力梯度),大大促进气体的载气和稀有气体(包含氦气)向上运移。煤温度越高,压力梯度越大,气体上升迅速越快。

实验研究煤地下自燃时氦在覆岩中的迁移规律,必须首先了解实验台温度的分布状况,得出实验台高温热源区域位置。本章主要研究自燃生成气体与氦的相关性,以及实验台温度场温度分布,对进一步验证“地气”理论和研究覆岩中氦的传输过程意义重大。

4.1 煤自燃理论

煤炭自燃又称煤自然发火,是指在没有外来热源的情况下,由于煤炭自身氧化积热,使煤的温度升高,而发生的燃烧现象。煤炭的氧化和自燃是基—链反应,即具有自燃倾向性的煤炭与空气接触,能吸附空气中的氧而在煤的表面生成不稳定的初级氧化物,使煤的化学活性增强,进而煤炭氧化速度加快,氧化放热量加大,当热量不能及时散发时,煤温就会逐渐升高,当达到煤的着火点时,便开始自燃。

4.1.1 煤自燃过程

煤炭自燃的发展过程一般分为三个时期:潜伏期、自热期和燃烧期(如图4-1)

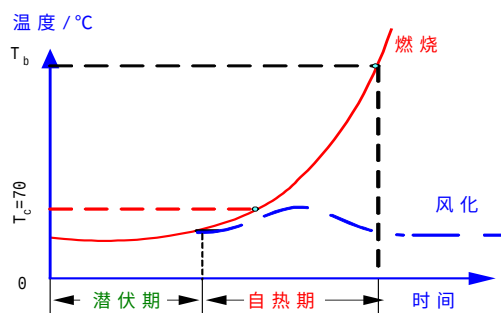


图 4-1 煤炭自燃过程

Fig. 4-1 Process of coal spontaneous combustion

潜伏期，即煤的低温氧化时期。自煤层被开采、接触空气起至煤温开始升高的时间区间称之为潜伏期。该期氧化速度缓慢，放出的热量很少，煤温几乎不变，但化学活性增强；在潜伏期，煤与氧的作用是以物理吸附为主，放热很小，无宏观效应；经过潜伏期后煤的燃点降低，表面的颜色变暗。潜伏期长短取决于煤的分子结构、物化性质。煤的破碎和堆积状态、散热和通风供氧条件等对潜伏期的长短也有一定影响，改善这些条件可以延长潜伏期。

自热期，即煤的氧化加速期，被活化的煤炭，氧化速度加快，产生的热量较大，若来不及散发，则煤温逐渐升高，当煤的温度超过临界温度时，氧化急剧加速，煤温上升加快，这一时期空气中的 O_2 含量减少， CO 、 CO_2 含量显著增加，出现烃类气体（烷系和烯系）。煤中水分蒸发，空气湿度加大，并形成雾气，巷壁或支架上有水珠凝结，后期则出现煤的干馏，可嗅到煤油味或煤焦油味等火灾气味。在该期，如果在达到临界温度之前，改变了供氧或散热条件，使散热大于生热或限制供风，使氧浓度降低至不能满足氧化需要，则自热的煤温度降低到常温，称之为风化。风化后煤的物理化学性质发生变化，失去活性，一般不会再发生自燃。

燃烧期，当煤温升到自燃着火点时，若能得到充分的供氧（风），煤炭开始自燃，其特征是出现烟雾、明火，产生大量的 CO 、 CO_2 气体，可嗅到浓烈的火灾气味。若煤温达到自燃点，但供风不足，则只有烟雾而无明火，此即为干馏或阴燃。煤炭干馏或阴燃与明火燃烧稍有不同， CO 多于 CO_2 ，温度也较明火燃烧要低。

4.1.2 煤自燃特征温度

对煤自燃过程具有重要意义的是煤自燃的特征温度。由于煤分子的各种结构在某一特定温度下均能参与煤氧间的化学吸附和化学反应，该温度就是煤自燃过程的特征温度，包括：煤氧复合自动加速的临界温度，煤分子的侧链开始发生断裂的干裂临界温度以及煤自燃的着火点温度。

(1) 煤氧复合自动加速的临界温度：常温下煤温由低至高上升过程中，引起煤氧复合自动加速的第一个温度点。

常温下暴露于空气中的煤既对氧发生物理吸附和化学吸附，也对煤微孔隙中所吸附和附着的原生气体（ CO_2 、 CH_4 、 N_2 等）进行解吸，与此同时，煤分子的部分活性结构发生煤氧复合的多步反应，产生气态反应产物 CO 、 CO_2 等。该过程伴随着各种热效应，既有吸热效应，也有放热效应，但总体上以放热效应为主，因而导致煤体温

度的上升。随着煤暴露于空气中时间的推移及煤温升高,煤氧间的物理吸附、脱附过程趋于平衡,转而以化学吸附为主,且速度逐渐加快,放热强度亦缓慢加强。当煤温上升到某一特定值时,化学吸附、脱附又趋于平衡,煤表面活性结构的化学反应速度加快,表现为煤对氧的消耗速度增大,反应产物 CO 、 CO_2 的产生量开始增多,放热强度增强,煤体升温速度加快。该温度就是煤自燃过程的第一个特征温度—临界温度。不同煤样的临界温度大约在 60°C — 90°C 之间,临界温度越低,煤的自燃性就越强。

(2) 煤干裂临界温度:煤结构中的侧链开始断裂,并参与氧化反应的初始温度。煤温超过临界温度,煤氧复合作用进入自动加速阶段,煤体放热强度增大,因而,同等蓄热条件下,煤体的自热升温速度加快,煤体外在水分开始蒸发,耗氧速度上升较快,煤体温度达到某一温度点后,煤分子侧链开始断裂并参与氧化反应,使反应气体中出现乙烯等气态产物。这个煤分子侧链开始断裂的初始温度即为第二特征温度—干裂临界温度,亦被称为乙烯产生温度。

(3) 煤的着火点温度:即煤的芳环结构参与氧化反应并迅速分解的温度。煤温超过干裂临界温度,煤氧复合速度产生突变,同时 CO 、 CO_2 等气体的产生量剧增,出现各种有机气体产物,随后,煤重下降速度开始变缓,到达某一温度时,煤失重速度为零。由于高温使煤表面活性结构数量剧增,在较低温度下原先并不参与煤氧复合反应的芳环结构也开始参与氧化反应,使煤体重量呈上升趋势。随煤体温度上升到某个值,煤体的芳环结构迅速氧化分解,产生大量 CO 、 CO_2 和小分子有机气体,放出热量,使煤体重量急剧下降。这个使煤的芳环结构参与氧化并迅速分解,使煤的重量急剧下降的起点温度即为煤自燃的着火点温度。

4.1.3 煤自燃指标气体

煤的自热氧化过程消耗空气中的氧气,产生 CO 、 CO_2 及烷系和烯系等气体,并且随自燃程度不同,这些气体的产生有一定的变化规律,测定这些气体发生量和变化规律,则可判断自燃的发展程度。因此,称这些标志着自燃发展过程的气体为指标气体(或标志气体)。

指标气体分析法是目前普遍用来预报自燃火灾方法。它主要利用束管监测系统、人工采样分析、矿井监控系统等多种手段相结合来获取各类指标气体,利用 CO (CO 生成温度低,生成量大,其生成量随温度升高按指数规律增加,是预报煤炭自燃火灾的较灵敏的指标之一)、 C_2H_4 、链烷比等对煤自然发火发展趋势等做出预报。

4.2 煤自燃实验研究

煤自燃是在常温常压下,松散煤体与空气中的氧自发反应升温的过程。由于实际煤自燃过程很难进行全过程跟踪测量,加上在该过程中影响因素众多,也很难从理论上对煤自燃过程及温度场进行分析,因此,实际煤自燃过程及温度场比较复杂而难以把握。而通过实验模拟煤自燃过程,考察该过程中气体的生成情况及温度场变化,有助于研究实际煤自燃发生、发展的过程及其各种影响因素。

根据煤自燃过程的理论分析,要在实验室对煤自燃过程进行真实地模拟,其首要条件是实验模拟条件与现场实际条件的相似性,其次是测试参数指标应能真实、全面地反映出煤的自燃性。

4.2.1 实验装置及条件

4.2.1.1 实验装置

应用自行研制的煤自燃与测氡实验台对煤自燃过程进行模拟实验,实验台构造、功能、特点见第三章。

4.2.1.2 实验条件

2005 年 11 月 8 日从西山矿区西铭矿 8[#]煤层 304 采区 48407 工作面按照《GB482-1995 煤层煤样采取方法》进行了煤样采集,为了确保一定的放射性浓度,取西山矿区煤矸石(铀含量平均 7.51ug/g,,镭含量平均含量约 0.09Bq/g),将煤样和煤矸石破碎至粒度小于 30mm(其煤样粒度分布见表 4-1),按比例 2:1 比例装入实验炉。

实验条件如表 4-1 所示。

表 4-1 西铭矿 8[#]煤样实验条件

Table 4-1 Experimental conditions of 8[#] coal sample from Ximing coal mine

煤及煤矸石样品	平均粒径/mm	实验煤高/cm	煤重/kg	煤样体积/m ³
西铭矿 8 [#] 煤(贫瘦煤)	4.8	180	1636	1.57
块煤密度/ (g · cm ⁻³)	视密度/ (g · cm ⁻³)	孔隙率	供风量/ (L/min)	室温
1.54	1.13	0.28	2~15	20℃

4.2.2 实验过程及原始记录

实验从 2005 年 11 月 10 日早 8:00 时开始供风, 到 2005 年 12 月 21 日 9:00 炉内最高点温度达到 320.28℃, 此时停止供风, 该过程共耗时 41 天。在煤自燃过程中, 炉内各点的温度及气体种类、浓度均会随时间、供风量和散热条件而变化。煤自燃实验平台实时连续跟踪炉内各点温度变化情况, 选取有代表性的测点测定其气体成分和浓度, 并记录各种异常情况。

4.2.2.1 实验原始数据

表 4-2 为西铭矿 8#煤样指标气体原始数据, 表 4-3 为西铭矿 8#升温过程中氢的原始数据, 表 4-4 为实验过程中实验台各层部分原始温度数据表 (每 2 天取一个值)。

表 4-2 西铭矿 8#煤样指标气体原始数据

Table 4-2 Original data of indicator gas from 8[#] coal sample, Ximing coal mine

温度/℃	CO	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₂	C ₃ H ₈
30	1.37	812.26	816.26	0.00	10.33	0.00	0.00
40	2.69	857.16	1655.84	0.00	13.87	0.00	0.00
50	5.53	1075.21	2212.77	0.00	18.05	0.00	0.00
60	9.99	1267.90	2993.05	0.00	24.25	0.00	0.00
70	16.96	1356.53	3585.56	0.00	30.03	0.00	0.00
80	32.43	1384.16	4488.67	0.00	38.45	0.00	0.00
90	52.18	1266.25	4825.91	0.00	44.63	0.00	0.00
100	88.73	1207.45	5249.81	0.00	55.28	0.00	0.00
110	141.52	1209.73	5444.43	0.00	63.91	0.00	0.00
120	217.00	1205.61	5002.68	0.00	72.59	0.00	0.00
130	343.03	1286.54	3959.69	0.00	76.56	0.00	0.00
140	568.50	1630.58	3299.66	0.00	85.78	0.00	0.62
150	915.27	2196.77	2513.42	1.21	92.70	0.00	1.03
160	1493.62	3079.34	1722.81	2.04	99.76	0.00	1.68
170	2684.91	4809.13	700.97	3.99	91.50	0.00	2.83
180	4759.77	7942.28	368.40	8.42	93.30	0.00	6.08

温度/℃	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₂	C ₃ H ₈
200	337.84	22.48	117.68	0.00	12.24
220	432.88	59.90	133.23	0.00	14.13
240	437.96	116.44	98.59	0.00	20.76
270	517.88	162.62	82.26	0.00	31.55
300	686.56	188.69	85.40	0.00	53.55

注: 各指标气体浓度的单位为 PPM

表 4-3 西铭矿 8[#]升温过程中氡的原始数据

Table 4-3 Original data of radon in the process of temperature rise

温度 (°C)	氡值 (pCi/L)	温度 (°C)	氡值 (pCi/L)
10	—	160	52.44
20	2.51	170	63.43
30	7.01	180	64.73
40	10.87	190	71.18
50	10.95	200	75.37
60	14.38	210	72.79
70	18.97	220	76.50
80	30.85	230	76.64
90	27.34	240	83.97
100	31.43	250	88.29
110	30.74	260	91.77
120	40.24	270	95.69
130	41.83	280	101.38
140	47.17	290	107.66
150	54.79	300	115.51

4.2.2.2 火灾气体随温度变化图

对8号煤样气体进行分析可得其产生趋势如图所示：

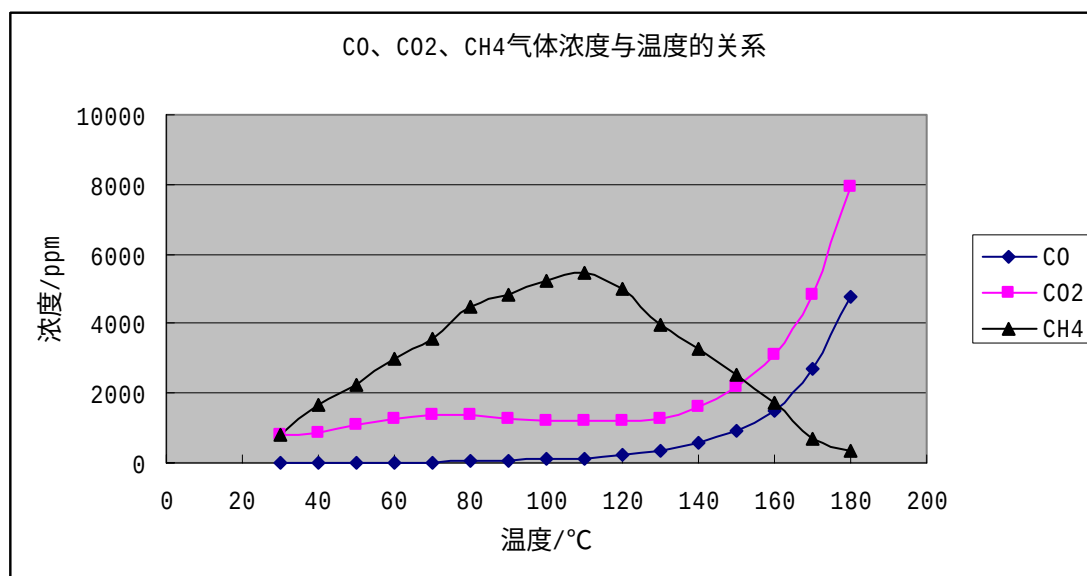


图 4-2 8[#]煤样 CO、CO₂、CH₄ 变化趋势图

Fig. 4-2 CO, CO₂ and CH₄ change trends of 8[#] coal sample

表 4-4 实验炉部分原始温度数据表

Table 4-4 Initial data of coal temperature

时间	第一层			第二层			第三层			第四层			第五层		
	中心	1/2 处	边缘	中心	1/2 处	边缘	中心	1/2 处	边缘	中心	1/2 处	边缘	中心	1/2 处	边缘
1	28.5	28.3	28.2	27.7	27.4	27.1	27.5	27.4	27.1	27.6	27.5	27.4	27.6	27.6	27.3
3	28.2	28.4	27.9	28.3	28.5	28.1	30.8	30.6	28.7	30.1	29.1	28.6	29.8	28.8	28.4
5	29.6	29.5	29.1	30.9	30.7	29.6	33.4	33.2	30.7	32.5	31.2	29.8	31.7	30.4	29.5
7	32.4	32.5	30.7	33.2	33.1	31	36.1	35.8	32.3	34.9	34.7	31.3	33.7	32.4	30.9
9	34.5	34.2	31.8	36.8	36.8	33.4	39.3	38.3	34.7	37.2	36.7	33.3	35.4	34.2	32.2
11	37.2	36.4	34	40.1	39.2	35.6	43.9	42.3	37.7	40.2	38.6	35.4	37.3	35.9	33.9
13	39.7	39.3	36.6	43.4	43	37.5	46.4	45.2	39.8	43.6	43.4	38.1	40.9	38.6	36.1
15	45.6	45.2	38.7	47.2	46.8	40	48.5	48.1	42.7	46.1	45.8	40.2	42.2	41.2	38.2
17	47.4	46.9	40.3	49.5	49.2	42.3	53.3	51.4	45.5	48.8	48.9	43.1	45.2	43.5	40.7
19	48.8	48.6	42	52.8	51.1	44.3	55.6	54.7	47.5	51.3	51.2	45.1	47.4	45.1	41.8
21	51.4	51.2	44.2	56.3	55.9	47.4	60.2	58.1	51.1	53.7	52.6	47.3	49.8	46.4	43.9
23	54.8	54.1	46.2	58.7	58.3	49.6	63.5	63.3	53.2	56.8	55.4	50.8	51.8	47.9	45.5
25	59.3	56.8	49.1	64.5	63.8	52.7	73.7	68.8	57.3	61.5	57.8	52.7	52.9	49.3	48.1
27	62.6	59.3	51.4	69.3	68.5	56	79.5	75.7	60.8	64.3	60.2	55.8	54.3	51.9	50.1
29	64.7	61.5	53.6	76.6	73.3	59.1	86.4	79.1	62.7	67.4	62.1	57.2	56.2	53.5	51.4
31	67.7	63.8	57.1	82.8	77.3	62.8	93.5	83.5	66.2	72.1	67.8	60.2	60.7	56.4	53.6
33	70.8	66.2	59.1	88.6	85.9	65.9	99.4	87.1	70.3	76.1	72.2	62.4	63.2	58.5	54.5
35	78.1	71.7	67.6	108.9	93.4	78.8	99.9	90.7	76.2	81.5	77.8	66.1	70.4	62.2	58.1
37	97.9	86.7	76.3	130.4	109.1	89.7	109.6	94.2	79.8	84.3	81.2	69.8	75.2	69.8	63.2
39	121.7	102.4	89.5	218.3	164.8	107.9	123.1	103.5	83.6	92.3	84.1	73.7	80.3	74.5	69.4
41	176.6	139.3	108.7	342.8	239.3	138.5	150.6	114.2	84.7	104.1	89.5	78.9	86.5	79.4	73.1

注：测温热电偶编号以炉体最下部为第一层开始，依次往上，共 5 层。

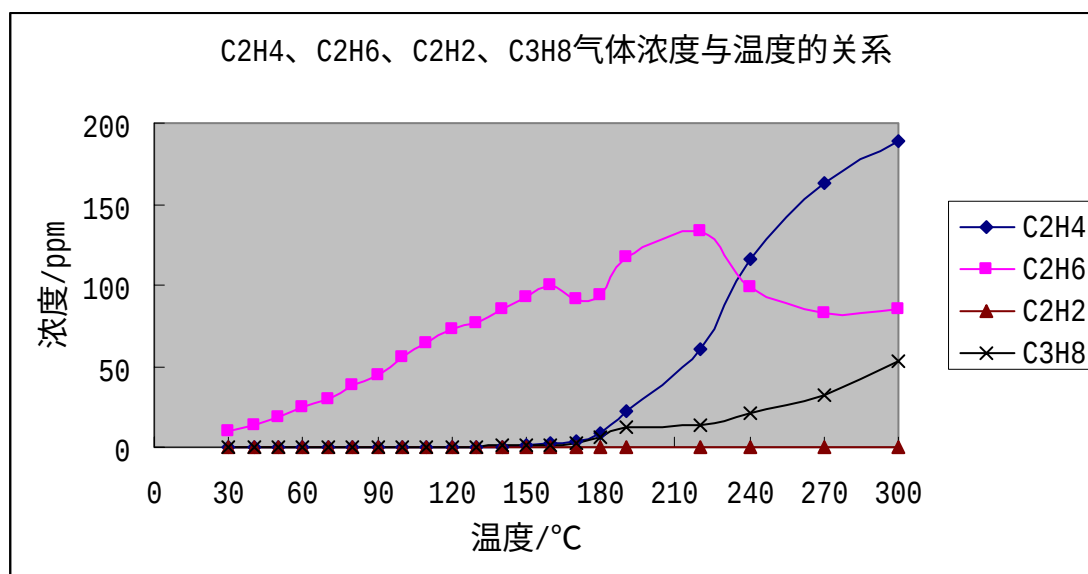

 图 4-3 8#煤样 C₂H₆、C₂H₄、C₃H₈、C₂H₂ 变化趋势图

 Fig. 4-3 C₂H₆, C₂H₄, C₃H₈ and C₂H₂ change trends of 8# coal sample

4.2.2.3 Rn 气体随温度变化曲线图及分析

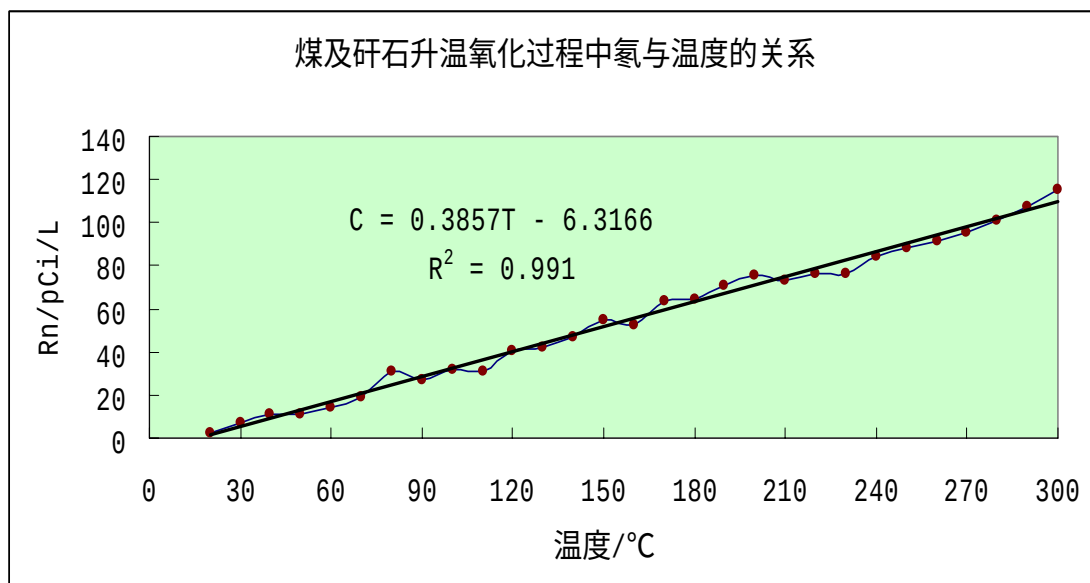


图 4-4 8#煤样 Rn 与温度变化趋势图

Fig. 4-4 Change tendency chart of radon and temperature in 8# coal sample

4.2.2.4 CO₂、CH₄ 与 Rn 关系图

根据“geogas”理论，Rn 的运移和 CO₂、CH₄ 等原生气体的运移有关，故分析 Rn 与 CO₂、CH₄ 之间的关系。

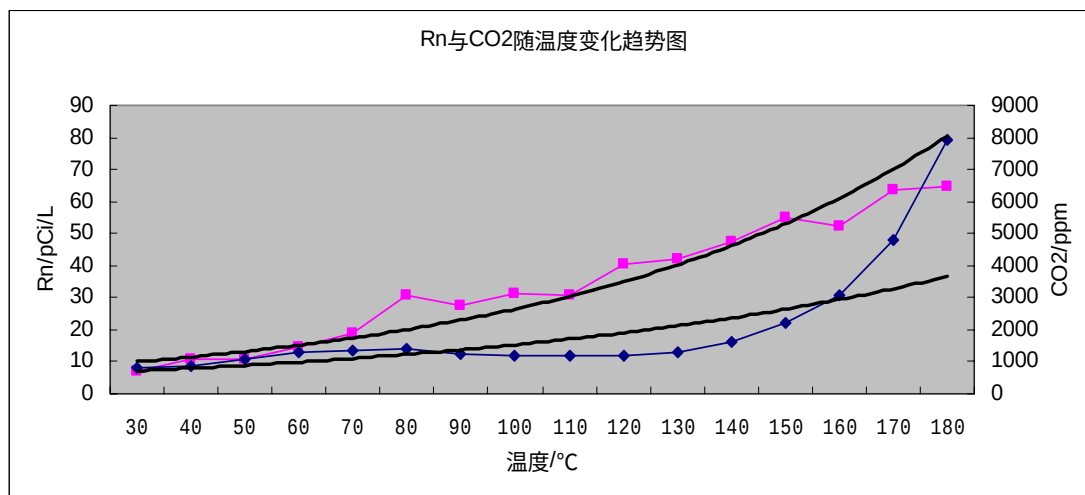


图 4-5 煤升温氧化过程中 Rn 与 CO₂ 随温度变化趋势图

Fig. 4-5 Rn and CO₂ change tendency chart along with temperature in the process of coal oxidation

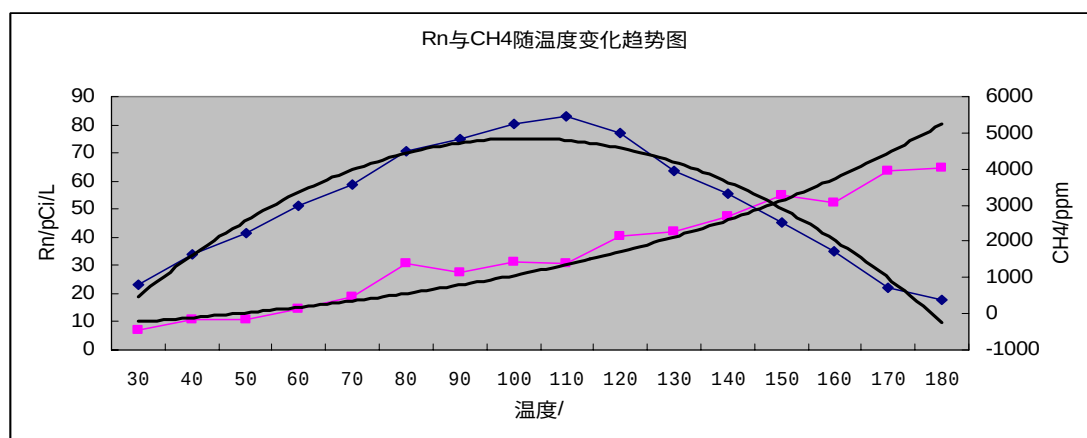


图 4-6 煤升温氧化过程中 Rn 与 CH₄ 随温度变化趋势图

Fig. 4-6 Rn and CH₄ change tendency chart along with temperature in the process of coal oxidation

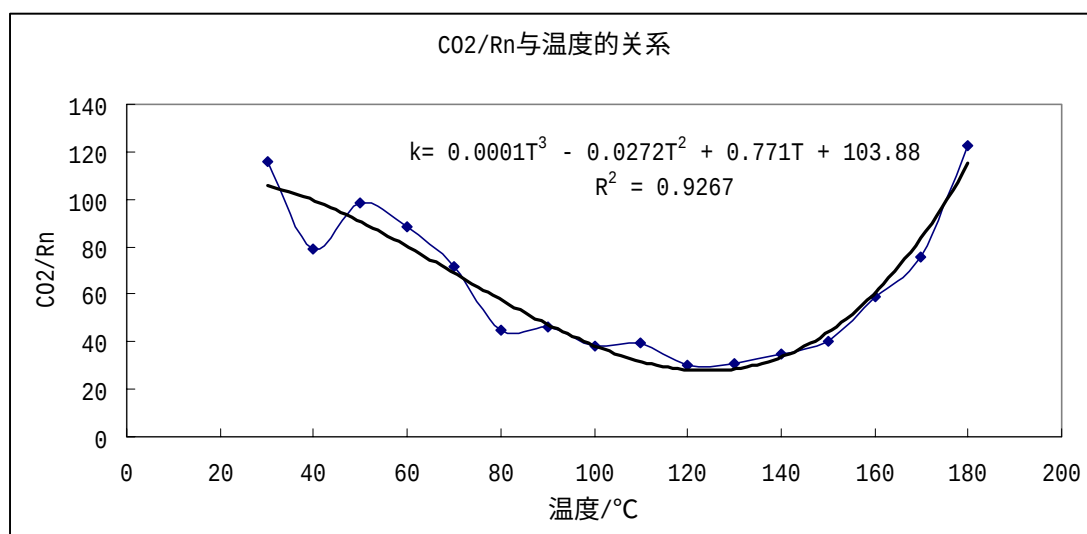


图 4-7 CO₂/Rn 与温度的关系

Fig. 4-7 Relationship of the CO₂/Rn ratios and temperatures

4.2.2.5 实验台不同层位最高温度随时间的变化分析

实验过程中不同煤层最高温度与时间的关系如图 4-8 所示。随着煤自燃进程的发展，煤氧作用时间的加长，炉内各层的温度基本上都呈上升趋势，但变化幅度不等。

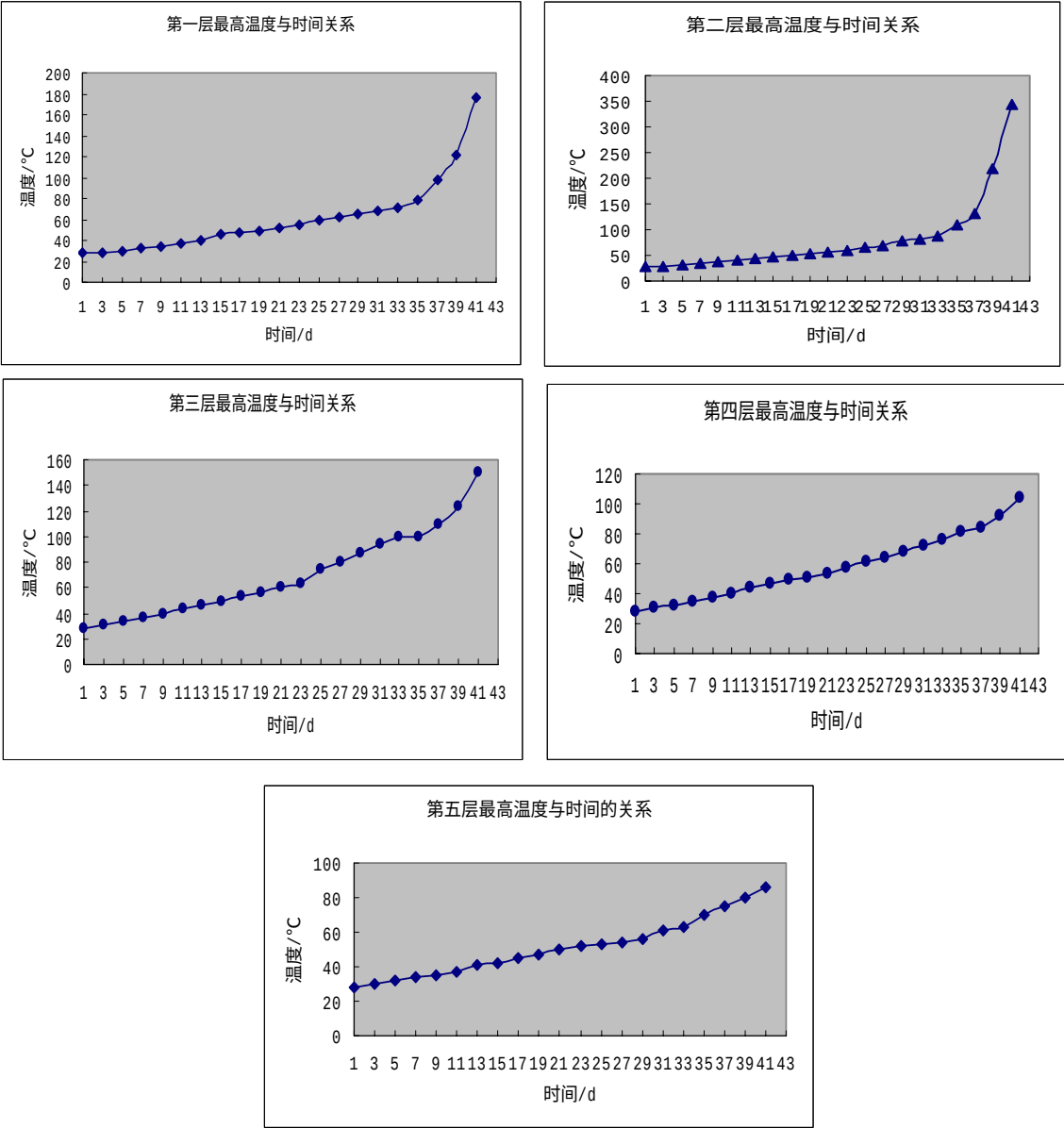


图 4-8 不同层位最高温度与时间的关系

Fig.4-8 Relationship between the highest temperatures and time at different coal seams

4.2.2.6 中心温度与层位的关系

煤自燃实验过程中，中心温度与层位的关系变化情况如图 4-9 所示。

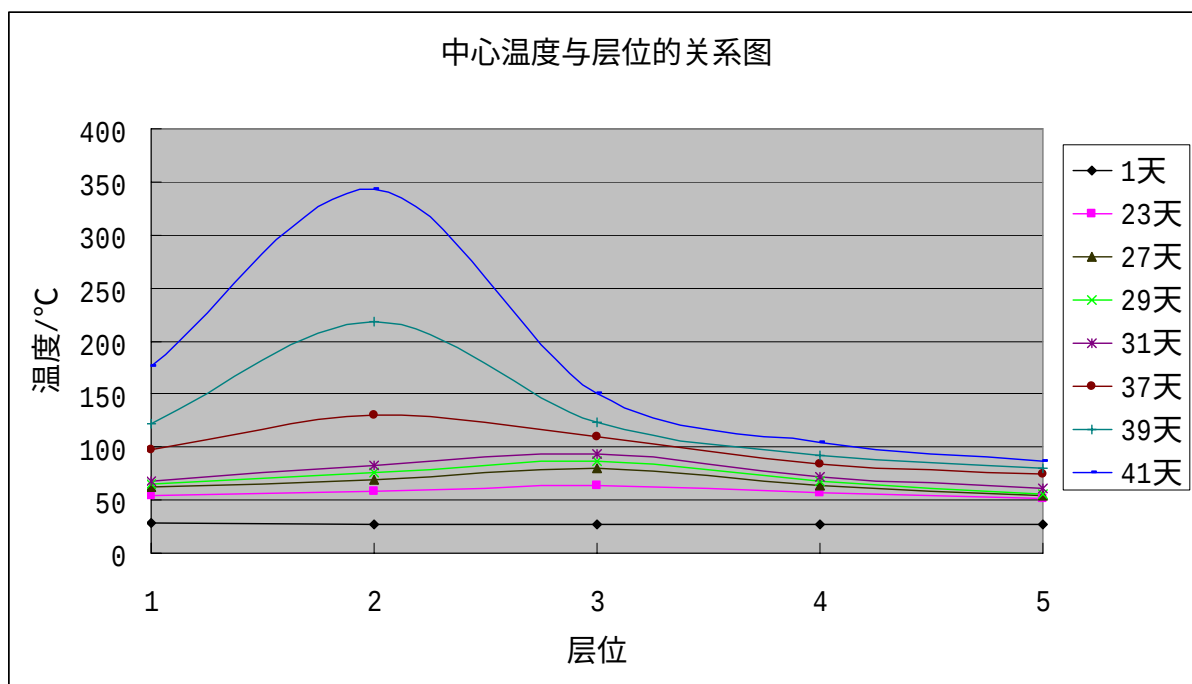


图 4-9 中心温度与层位的关系图

Fig.4-9 Relationship between the central temperatures and coal seams

由图 4-9 可以看出,实验台内煤体高温点动态变化的总趋势是由煤体中上部向下部移动,即向进风侧移动。

氧化初期,第三层煤温最高,升温速度较快;随着煤氧化时间加长,高温点不断向进风侧移动,最终移至供风侧煤体表面第二层,形成明火,与现场实际情况基本一致。即:自燃高温点一般在进风侧,由于煤层自燃火源点逆着风流方向发展,气体顺着风流方向流动,因此,实际条件下煤体发生自燃时,CO 等指标气体浓度最高的地点不一定就是高温点,从而为寻找火源点造成困难。

4.3 实验结果分析

(1) 8 号煤样在 30°C到 180°C的氧化过程中有规律的出现 CO、CO₂ 其产生量随煤温升高基本呈指数上升趋势;煤样在 140°C~150°C之间出现 C₃H₈、C₂H₄,且生成量随温度的升高呈指数增加趋势;CH₄、C₂H₆ 在 30°C时就出现,生成量随着温度的升高先增加后减小;在 30°C到 300°C阶段没有 C₂H₂ 出现。CO 30°C时开始出现,其在低温阶段生成量较小,但在 80°C~90°C时 CO 温升率迅速增加,说明此时煤已经开始迅速氧化,物理吸附已经越来越弱而化学吸附和化学反应占据了主要位置。C₃H₈、C₂H₄

在 $140^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$ 时出现,说明此时煤与氧发生了较强的化学反应。而 C_2H_2 在 $30^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 没有出现,说明其出现的温度高于 300°C ,一旦有 C_2H_2 则表明煤已经发生剧烈的化学反应。 CH_4 、 C_2H_6 由于初始温度就有且随煤温的升高先增加后减少,说明煤样本身富含这两种气体成份。因此,8号煤样临界温度为 $70^{\circ}\text{C}\sim 90^{\circ}\text{C}$,干裂温度为 $140^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$,燃点在 $270^{\circ}\text{C}\sim 280^{\circ}\text{C}$ 及以上。

(2) 由图 4-4 氢随温度升高的变化曲线可以看出,在煤升温氧化过程中,随着煤温的升高,有规律的出现氢,且随着温度的升高,其浓度呈上升趋势,由 20°C 到 300°C 氢的析出量增加了 46 倍,有利地表氢异常的测量;氢的生成量与 CO_2 生成量有明显的相关性,与 CH_4 生成量的相关性较小,说明煤升温氧化过程中 CO_2 的大量生成可以作为氢气运移的载体,有利于氢的运移,这与“geogas”理论的结论是相一致的。

(3) CO_2 浓度与 Rn 浓度的比值与温度的关系是 $k=0.0001T^3-0.0272T^2+0.0771T+103.88$,随着温度的增加先减小,当达到干裂温度约 140°C 达到最小值,然后开始逐渐增大;说明当自燃温度达到干裂温度以后,氢的析出量开始急剧增加,有利于在地表探测氢的异常。

(4) $k=\text{CO}_2/\text{Rn}$ 比值可以作为预测自然发火程度的指标,当 $k\approx 70\sim 90$ 时,自燃温度达到临界温度, $k\approx 30$ 时,自燃温度达到干裂温度,当 $k>120$ 时,自燃温度达到燃点以上。

(5) 由表 4-4 及图 4-8、图 4-9 可知,随着实验天数的增加,高温区域范围由上到下越来越小,最后转移到第二层。每一层的温度随时间增加而增加,当温度低于某一临界值时,温度增加比较缓慢,当温度超过该临界值后增加比较迅速,第二层最为明显;同一时刻不同层位实验台中心附近的煤温高于周边温度;也就是说,高温区域出现在实验台中轴线附近,且第二层的温度变化规律代表性较强。

第五章 煤自燃时覆岩中氩运移的实验研究

氩在介质中的运移，按其机理可分为：以浓度梯度为动力的氩扩散、以温度（或地热）梯度为动力的对流载运，以及压力梯度为动力的渗流载运（又分气载和液载）三类。基本来说，氩的运移规律可以从浓度梯度和压力梯度推导出来。为了研究氩在不同介质中的运移规律，国内外学者已做了大量的实验及研究工作，目前仍在不断的探索。但有关煤自燃时覆岩中氩运移或析出规律的实验研究则属于空白。由于氩在射气介质（矿石和围岩）中的运移受众多因素如孔隙、裂隙、粒度、种类以及外界温度、湿度、气压、风速等的影响，本文主要选择几种理想情况进行了实验研究。

5.1 氩在黄土介质中迁移的实验研究

5.1.1 煤样采集与处理

2006 年 3 月 10 日从西山矿区西铭矿 8[#]煤层 304 采区 48407 工作面按照《GB482-1995 煤层煤样采取方法》进行了煤样采集，为了确保一定的放射性浓度，取一定量的西山矿区煤矸石（铀含量平均 7.51ug/g，镭含量平均含量约 0.09Bq/g），煤及煤矸石体积比为 2：1，将煤样和煤矸石破碎至粒度小于 30mm（其煤样粒度分布见表 5-1），混合后装入实验炉，装煤完毕后，在填料段装满孔隙率为 0.25 的黄土（其黄土粒度分布见表 5-2）。

表 5-1 煤样及矸石粒度筛分析结果

Table 5-1 Analyze result of coal grain bolt and coal gangue

粒度/mm	频度/%	粒度/mm	频度/%
+10	23.1	-3, +1	14.3
-10, +5	16.9	-1	18.2
-5, +3	27.5		

表 5-2 黄土粒度筛分析结果

Table 5-2 Analyze result of loess grain bolt

粒度/mm	频度/%	粒度/mm	频度/%
+8	13.1	-3, +0.5	31.3
-8, +5	15.6	-0.5	12.5
-5, +3	27.5		

注：“+”表示未通过该筛，“-”表示通过该筛）

5.1.2 实验条件及测点布置

表 5-3 煤样实验条件

Table 5-3 Experimental condition of coal

煤及煤矸石样品	平均粒径/mm	实验煤高/cm	煤重/kg	煤样体积/m ³
西铭矿 8#煤（贫煤）	4.16	190	1536	1.49
块煤密度/ (g · cm ⁻³)	视密度/ (g · cm ⁻³)	孔隙率	供风量/ (L/min)	室温
1.54	1.03	0.28	2~15	20℃

在本实验中，采用炉底及炉侧通过电阻丝进行加热，考虑到煤体自身的导热性，根据第 4 章温度场的模拟结果可知：第 2 层测点的温度更具代表性，故本实验过程中以第 2 层的温度中心温度、1/2 处温度及边缘温度为基准，并参考其它层温度测点的数据，在炉体填黄土段顶层根据温度探头的垂直位置布置 3 个氦值取样点见图 5-1，通过束管从顶部取气接口引出，连接到真空泵，由真空泵抽取采样点气体送至 RAD-7 测氦仪进行氦浓度测定。

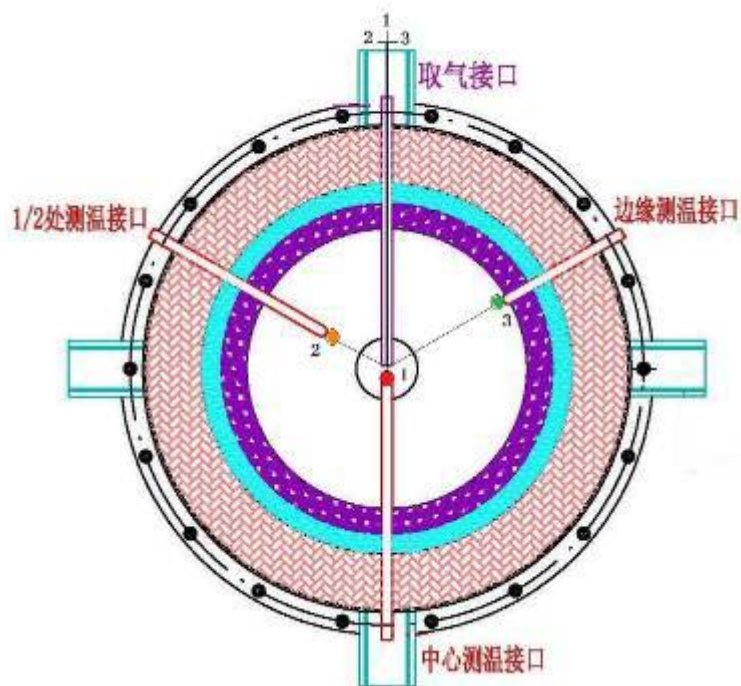


图 5-1 测点布置图

Fig.5-1 Main display

5.1.3 实验过程及原始记录

实验装备就绪后,在升温之前连续 3 天测量黄土层中的氡值,每天 3 次,基本稳定在约 3pCi/L 左右,说明所选用黄土介质镭含量较低,可作为无氡源介质考虑。然后开动空气压缩机供入一定流量空气,并启动温度控制和检测系统,开始实验。

从 2006 年 3 月 15 日早 8 00 时开始供风、加热,电阻丝的升温速率设定为 $10^{\circ}\text{C}/\text{d}$,到 4 月 5 日炉内最高点温度达到 225°C ,此时停止加热,依靠煤自身氧化放热,到 4 月 9 日炉内最高温度达到 300°C ,停止供风。

在煤自燃过程中,实验平台实时连续跟踪炉内第二层各点温度变化情况,每隔 10°C 选取有代表性的测点记录其对应温度、氡的析出量。实验炉内第 2 层各测点温度及对应测点氡气浓度见表 5-4。

表 5-4 煤升温过程不同测点温度与氡的原始数据

Table 5-4 Original data of radon in the process of temperature rise

中心温度 (°C)	氡值 (测点 1) (pCi/L)	1/2 温度 (°C)	氡值 (测点 2) (pCi/L)	边缘 (°C)	氡值 (测点 3) (pCi/L)
20	3.46	20	3.51	20	3.50
30	8.75	29	8.72	28	8.81
40	10.47	39	11.26	35	9.78
50	9.24	49	11.70	42	10.41
60	12.54	58	12.35	49	12.47
70	25.45	68	20.73	56	19.35
80	32.54	75	28.47	61	26.43
90	29.43	85	28.65	65	27.30
100	32.18	91	31.83	70	31.17
110	33.45	95	32.01	76	32.04
120	41.74	102	38.19	85	37.91
130	43.57	109	41.37	90	40.78
140	51.32	112	44.58	92	42.65
150	64.54	116	46.73	93	43.52
160	69.55	125	49.91	94	47.39
170	74.57	133	53.09	97	50.26
180	76.73	142	55.70	98	53.13
190	83.18	150	59.45	100	56.00
200	85.37	157	64.63	103	52.87
210	82.79	157	65.81	127	60.74
220	86.50	166	67.99	129	63.61
230	86.64	171	74.17	131	67.48
240	93.97	160	79.5	144	71.7
250	98.29	183	78.53	144	71.82
260	100.77	189	82.71	146	74.09
270	105.86	193	87.89	147	76.96
280	111.49	196	90.07	153	81.83
290	127.64	198	94.25	157	85.70
300	135.53	202	108.6	160	96.00

本测控系统全部操作控制都可在计算机的测控软件的界面上进行。在此界面上，有全部温度点的数字显示及实时流量显示和累计流量显示。

5.1.4 实验数据处理及分析

5.1.4.1 中心测点 1 不同温度下氡浓度特征分析

由表 5-4 中数据忽略仪器的统计不确定性后绘制出煤升温氧化过程中不同温度下，1 号测点的温度与 Rn 变化曲线。

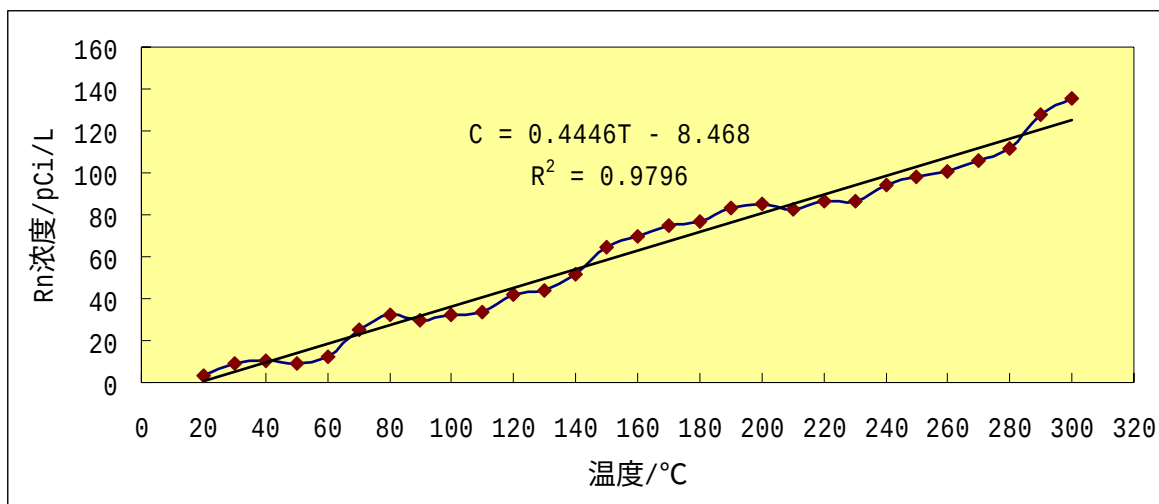


图 5-2 以黄土作为上覆介质时氡与温度之间的关系

Fig.5-2 Relationship of Rn and temperature in coal when the loess as overlying medium

表 5-4 及图 5-2 可知：

①在煤升温氧化过程中，随着煤温的升高，黄土层中有规律的析出氡，且随着温度的升高，其浓度呈线性上升趋势；

②在临界温度（70~90℃）以下，氡的析出量呈振荡式变化，在达到干裂温度（120~140℃）氡的析出率增加开始加快，平均为 0.42pCi/L/℃，当达到燃点（260~280℃）后，氡的析出率开始迅猛增加，平均 0.87pCi/L/℃。

造成这一现象的原因是在升温氧化过程中当达到干裂温度之后，煤及矸石孔隙水中的氡析出，增大了氡气浓度；当达到燃点之后，生成了大量的火灾气体，更加有利于氡的运移，因而增加速度变快。

5.1.4.2 三测点不同温度下氡浓度特征分析

由表 5-4 中数据忽略仪器的统计不确定性后绘制出煤升温氧化过程中不同温度下，1 号、2 号、3 号测点对应的不同温度与 Rn 变化情况。

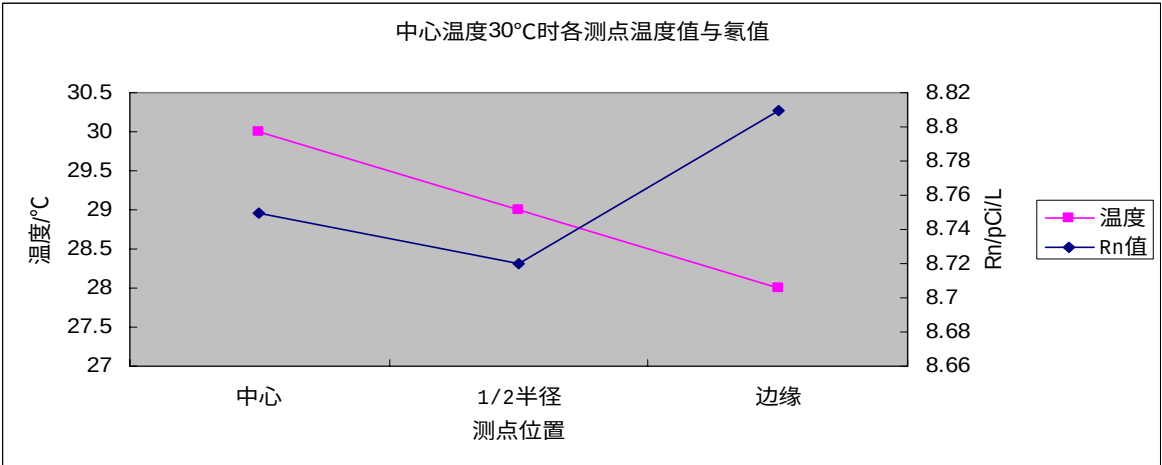


图 5-3 中心温度 30℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-3 Measuring point temperatures and radon values at 30℃ of central temperature

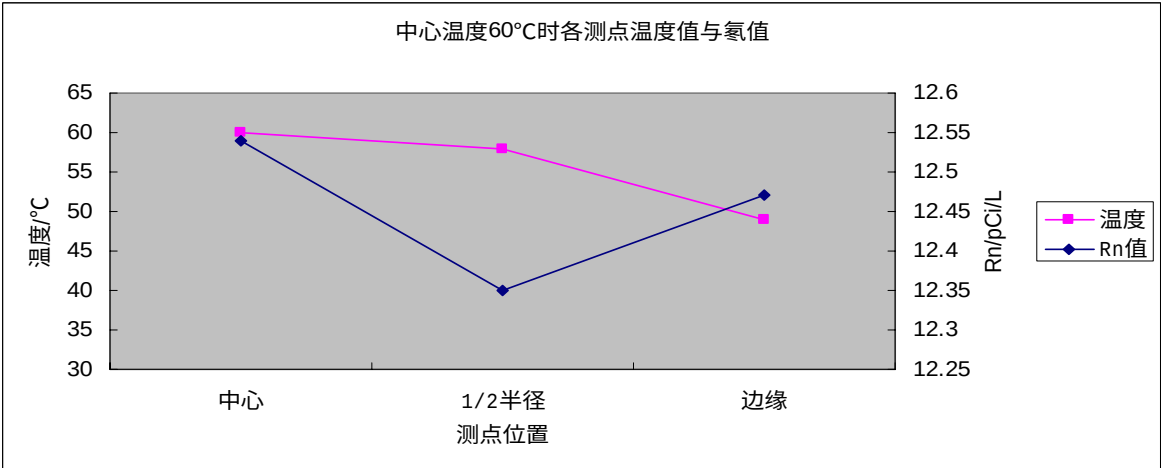


图 5-4 中心温度 60℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-4 Measuring point temperatures and radon values at 60℃ of central temperature

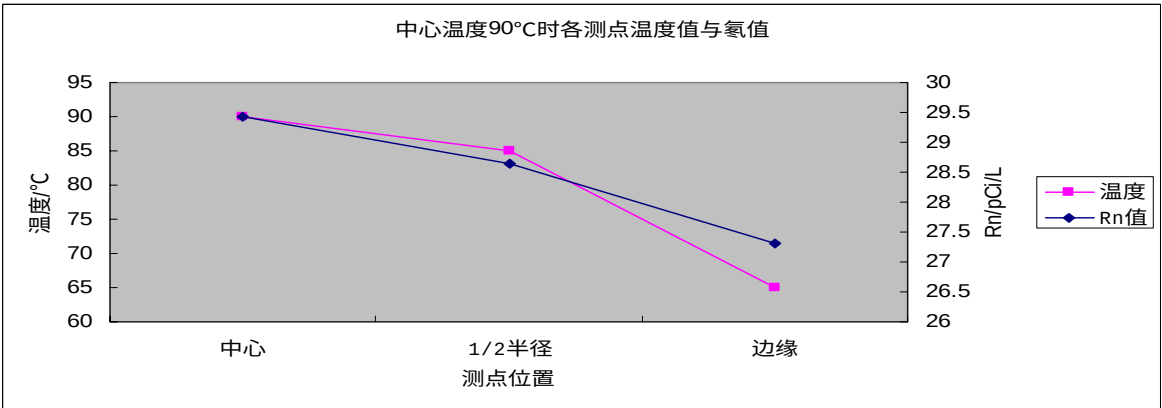


图 5-5 中心温度 90℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-5 Measuring point temperatures and radon values at 90℃ of central temperature

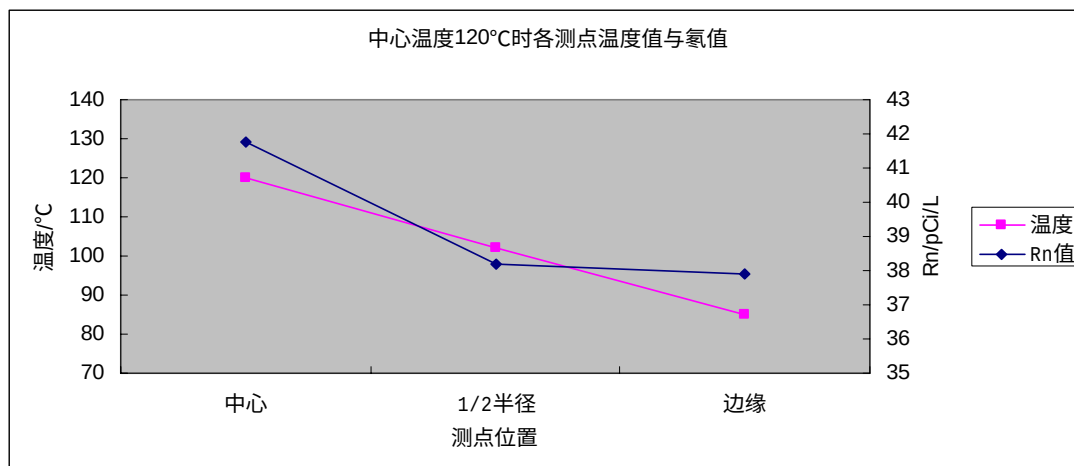


图 5-6 中心温度 120°C时各测点温度值与氡值

Fig.5-6 Measuring point temperatures and radon values at 120°C of central temperature

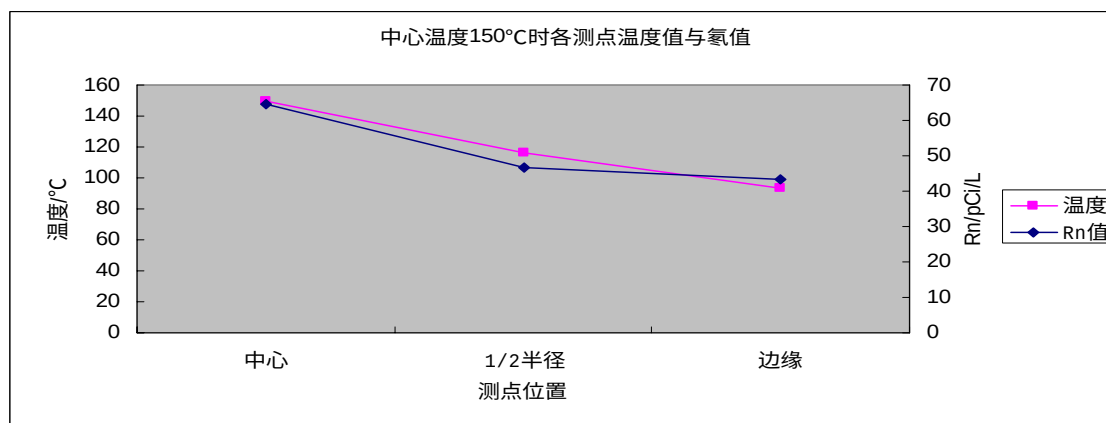


图 5-7 中心温度 150°C时各测点温度值与氡值

Fig.5-7 Measuring point temperatures and radon values at 150°C of central temperature

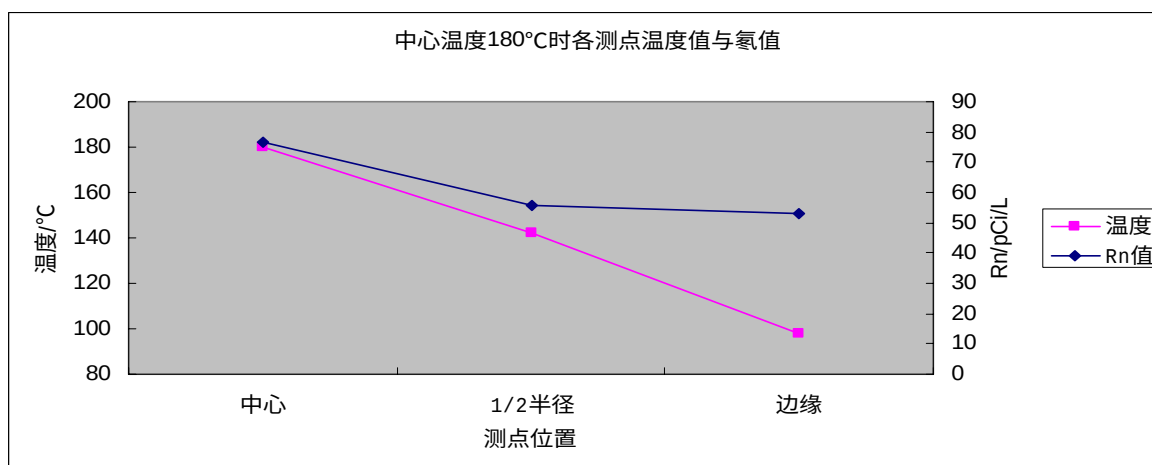


图 5-8 中心温度 180°C时各测点温度值与氡值

Fig.5-8 Measuring point temperatures and radon values at 180°C of central temperature

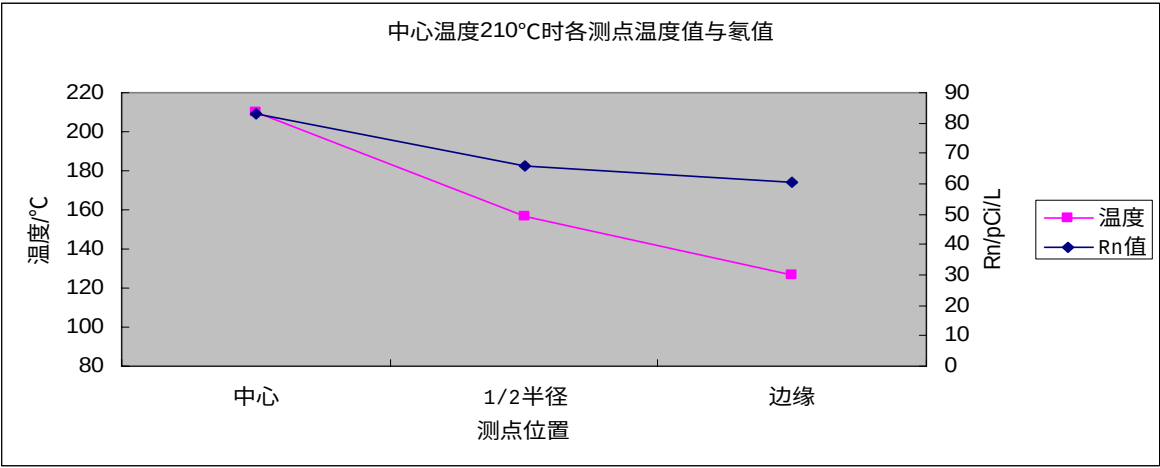


图 5-9 中心温度 210℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-9 Measuring point temperatures and radon values at 210℃ of central temperature

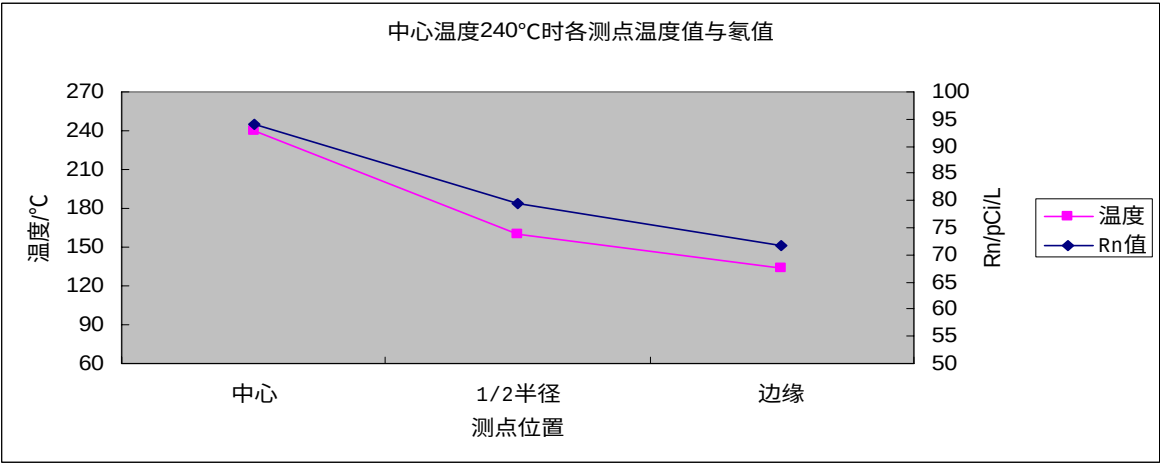


图 5-10 中心温度 240℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-10 Measuring point temperatures and radon values at 240℃ of central temperature

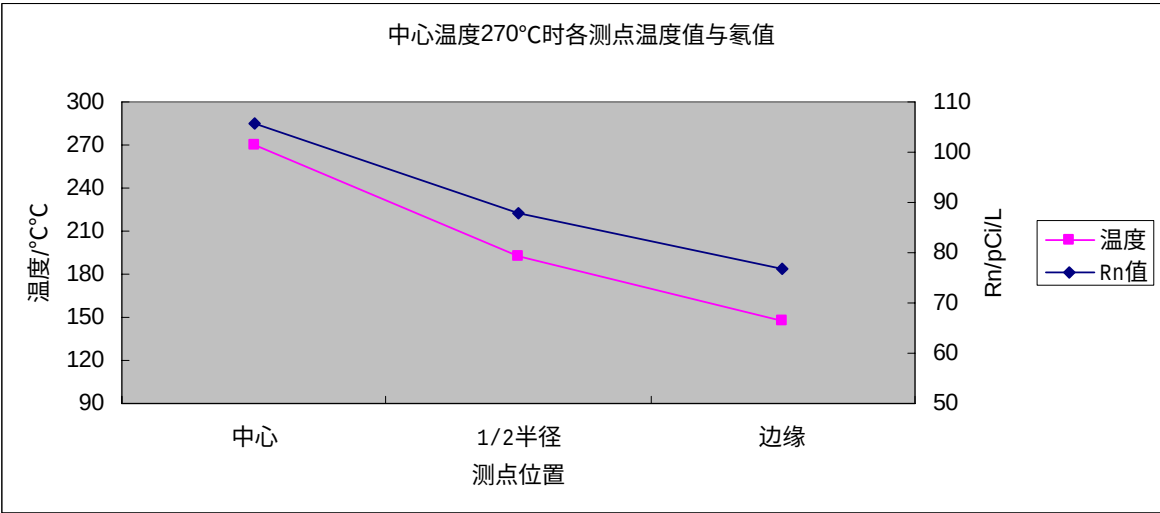


图 5-11 中心温度 270℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-11 Measuring point temperatures and radon values at 270℃ of central temperature

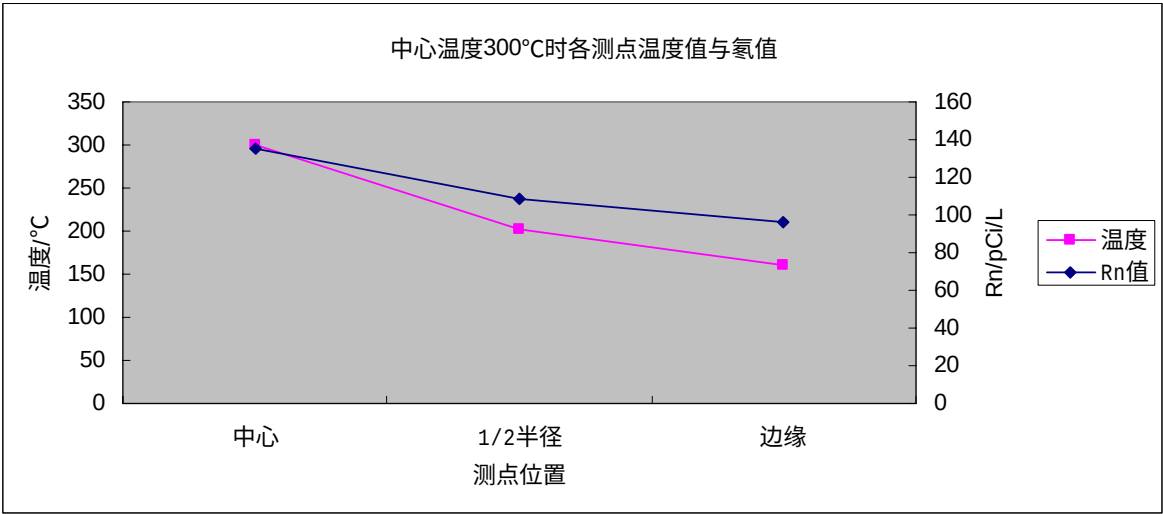


图 5-12 中心温度 300℃时各测点温度值与氡值

Fig.5-12 Measuring point temperatures and radon values at 300℃ of central temperature

表 5-5 黄土覆盖下临界温度、干裂温度和燃点处氡浓度测定均值

Table 5-5 Critical temperatures, dry ignition temperatures and average radon densities at ignition point under loess

温 度 (℃)		中心氡值 (pCi/L)			1/2 半径氡值 (pCi/L)			边界氡值 (pCi/L)		
临界	90	相对 距离	0m	29.8	相对 距离	0.2m	27.4	相对 距离	0.4m	26.1
干裂	150			65			48.6			45.9
燃点	270			120			95.2			85.1
平 均 值		71.6			57.1			52.4		
衰减系数		1			0.8			0.73		
衰减量 (pCi/L/m)		0			72.5			23.5		

由表 5-5 统计可得：在黄土覆盖条件下，达到自燃临界温度以上，氡由实验台中心向边缘的平均衰减率为 14%，平均衰减量为 48pCi/L/m，从中心到 1/2 半径处衰减较快达 20%，衰减量为 72.5pCi/L/m；从 1/2 半径处到边界处衰减较慢，为 8%，衰减量为 23.5pCi/L/m。

由表 5-4～表 5-5 及图 5-3～图 5-12 可知：

- ①在同一中心温度下，中心温度>1/2 半径处温度>边缘处温度；
- ②各测点氡的析出量均随温度的增加而增大，当温度达到临界温度 90℃以上，中心处氡的析出量>1/2 半径处的析出量>边缘处的析出量，中心向边缘的平均衰减率

为 14%，其衰减比为 1：0.8：0.73；

③90℃时中心处氡的析出量是半径处的析出量 1.03 倍，是边缘处的析出量 1.08 倍，从中心向边缘处的衰减比为 1:0.92:0.88；150℃时中心处氡的析出量是半径处的析出量 1.38 倍，是边缘处的析出量 1.45 倍，从中心向边缘处的衰减比为 1:0.75:0.71；270℃时中心处氡的析出量是半径处的析出量 1.20 倍，是边缘处的析出量 1.38 倍。也就是说当达到燃点温度时，从中心向边缘处的衰减比为 1:0.79:0.71。

说明当煤地下自燃达到临界温度以上，特别是干裂温度以后，根据地表氡气的测量异常可以判定火区的中心位置及边缘范围。

5.2 氡在河砂介质中迁移的实验研究

5.2.1 煤样采集与处理

2006 年 4 月 15 日从西山矿区西铭矿 8#煤层 304 采区 48407 工作面按照《GB482-1995 煤层煤样采取方法》进行了煤样采集，为了确保一定的放射性浓度，取西山矿区煤矸石（铀含量平均 7.51ug/g，镭含量平均含量约 0.09Bq/g），煤及煤矸石体积比为 2：1，将煤样和煤矸石破碎至粒度小于 30mm（其煤样粒度分布见表 5-6），边破碎边装入实验炉，装煤完毕后，在填料段装入孔隙率为 0.35 的河砂（其砂岩粒度分布见表 5-7）。

表 5-6 煤样及矸石粒度筛分析结果

Table 5-6 Sizes of coal and coal gangue

粒度/mm	频度/%	粒度/mm	频度/%
+10	22.4	-3, +1	18.3
-10, +5	18.1	-1	14.7
-5, +3	26.5		

表 5-7 砂介质粒度筛分析结果

Table 5-7 Sizes of sandstone

粒度/mm	频度/%	粒度/mm	频度/%
+8	35.1	-3, +0.5	11.3
-8, +5	29.6	-0.5	6.5
-5, +3	17.5		

注：“+”表示未通过该筛，“-”表示通过该筛）

5.2.2 实验条件及测点布置

表 5-8 煤样实验条件

Table 5-8 Experimental conditions of coal

煤及煤矸石样品	平均粒径/mm	实验煤高/cm	煤重/kg	煤样体积/m ³
西铭矿 8#煤 (贫煤)	4.13	190	1566	1.49
块煤密度/ (g · cm ⁻³)	视密度/ (g · cm ⁻³)	孔隙率	供风量/ (L/min)	室温
1.54	1.05	0.28	2~15	20℃

由于自燃煤层及其一定范围内的顶底板由于受温度的影响，射气系数增加，将会有大量氢气的析出，并依据第 4 章温度场的模拟结果，本实验中将自燃煤层及温度影响的一定范围内（填煤段 1m 以下）的介质看成一个氢源，在炉体填河砂段中心分别布置了 3 个采样点，间距 50cm，通过取气接口由控制阀连接到真空泵，由真空泵抽取采样点气体送至 RAD-7 测氢仪进行氢浓度测定。测点位置布置见图 5-13。

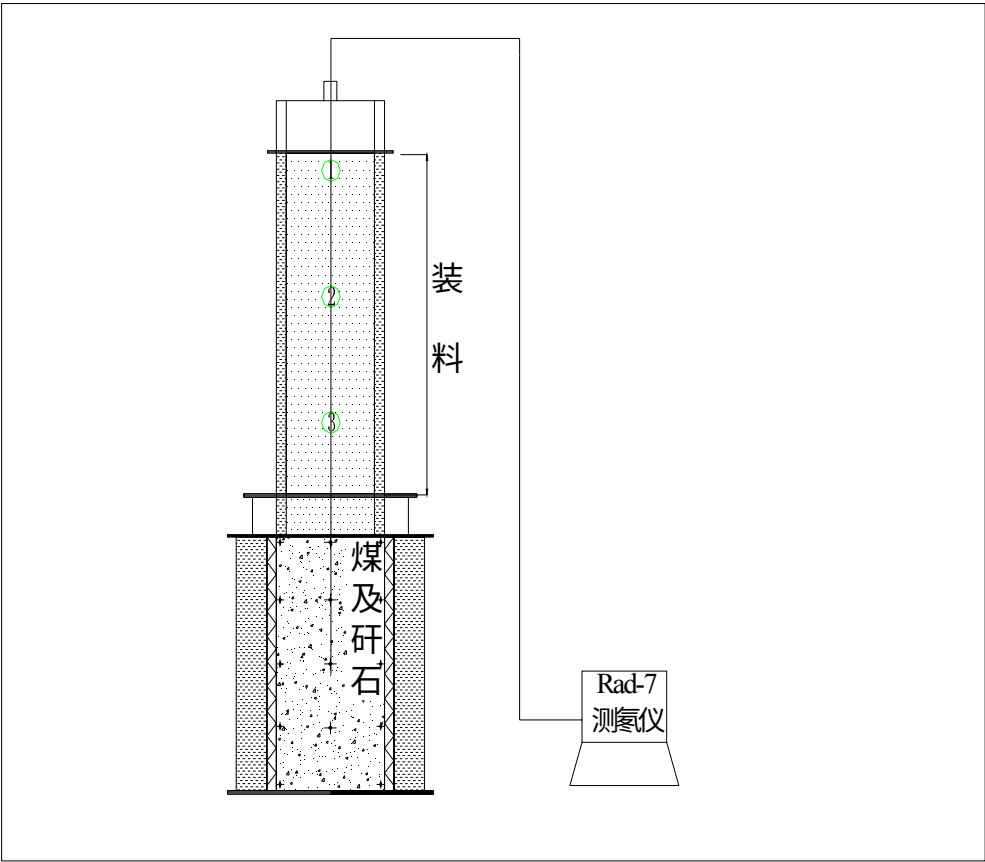


图 5-13 测点位置布置图

Fig.5-13 Layout of measuring point position

5.2.3 实验过程及原始记录

实验装备就绪后,在升温之前连续3天测量河砂层中的氡值,每天3次,基本稳定在约4pCi左右,说明所选用河砂介质镭含量较低,可作为无氡源介质考虑。然后开动空气压缩机供入一定流量空气,并启动温度控制和检测系统,开始实验。

从2006年4月20日早8:00时开始供风、加热,电阻丝的升温速率设定为10°C/d,到5月9日炉内最高点温度达到223.4°C,此时停止加热,依靠煤自身氧化放热,到5月13日炉内最高温度达到300°C,停止供风。

在煤自燃过程中,实验平台实时连续跟踪炉内第二层各点温度变化情况,每隔10°C选取有代表性的测点记录其对应温度、氡的析出量。实验炉内2号温度及对应测点氡气浓度见表5-9、5-10。

表5-9 煤升温过程中氡的原始数据

Table 5-9 Original data of radon in the process of temperature rise

温度 (°C)	氡值 (pCi/L)	温度 (°C)	氡值 (pCi/L)
20	4.46	170	85.40
30	9.65	180	78.77
40	7.65	190	78.00
50	10.24	200	87.70
60	11.50	210	87.79
70	28.75	220	97.50
80	36.59	230	105.91
90	36.43	240	103.5
100	37.12	250	112.74
110	38.76	260	123.00
120	48.40	270	123.87
130	42.57	280	130.98
140	57.80	290	135.91
150	70.60	300	146.79
160	71.64		

表 5-10 不同煤温不同深度处氡的原始数据

Table 5-10 Original data of radon at different coal temperatures and in different depths

温度 (°C)	位置	Rn (pCi)	温度 (°C)	位置	Rn (pCi)
30	1	9.65	180	1	78.77
	2	10.79		2	79.91
	3	12.49		3	88.61
60	1	11.5	210	1	87.79
	2	12.64		2	88.93
	3	14.34		3	95.63
90	1	36.43	240	1	103.5
	2	37.57		2	104.44
	3	40.27		3	117.14
120	1	48.4	270	1	123.87
	2	49.54		2	125.01
	3	54.24		3	145.71
150	1	70.6	300	1	146.79
	2	71.74		2	147.93
	3	75.44		3	159.63

5.2.4 实验数据处理及分析

5.2.4.1 1 号测点氡浓度特征分析

由表 5-9 中数据忽略仪器的统计不确定性后绘制出煤升温氧化过程中不同温度下, 各测点氡随温度变化曲线。

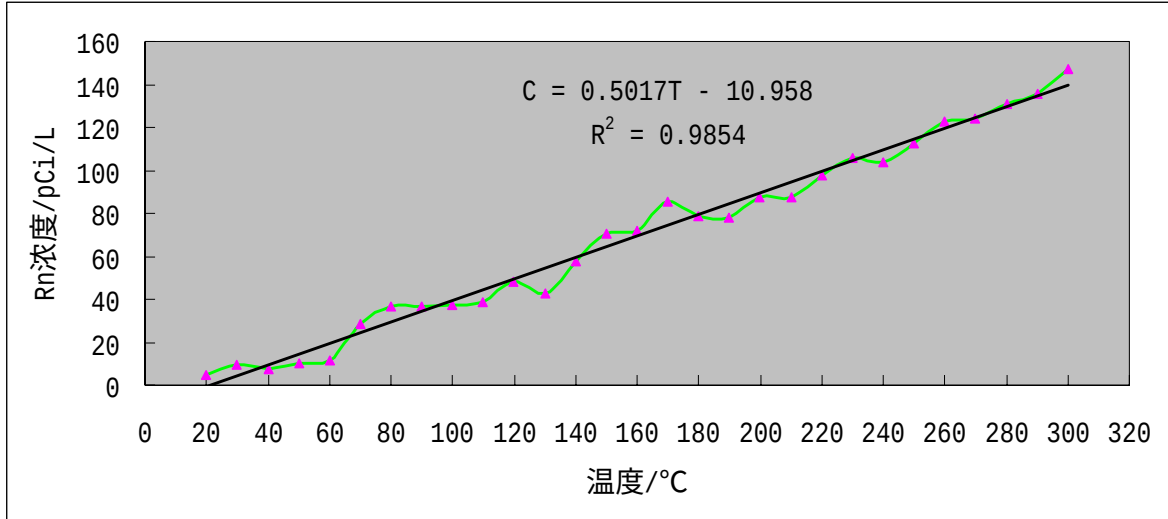


图 5-14 以河砂作为上覆介质时煤中氡与温度之间的关系

Fig.5-14 Relationship of Rn content and temperature in coal with river sand as the overlying medium

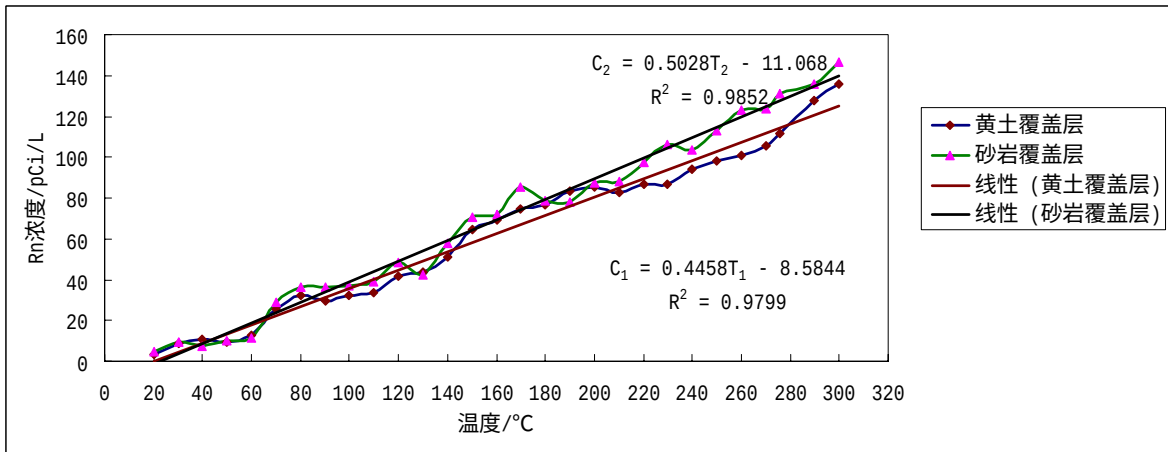


图 5-15 不同孔隙率覆盖层氡随温度变化情况对比趋势

Fig.5-15 Radon variation with temperatures under different porosity overlay

由表 5-9 及图 5-14、图 5-15 可知：

①在煤升温氧化过程中，随着煤温的升高，河砂层中有规律的析出氡，且随着温度的升高，其浓度呈线性上升趋势；

②在临界温度（70~90℃）以下，氡的析出量呈振荡式变化，其变化较在黄土层小，在达到干裂温度（120~140℃）氡的析出率增加开始加快，平均为 0.533pCi/L/℃，当达到燃点（260~280℃）后，氡的析出率开始急剧增加，平均 0.67pCi/L/℃；

③河砂孔隙率 0.35>黄土孔隙率 0.25，氡在不同孔隙率介质中的扩散系数不同，孔隙率大、扩散系数大；

④说明扩散系数、温度是影响氡在介质中传输的主要因素，扩散系数越大、温度

越高，氢的传输能力越强。

5.2.4.2 各不同深度测点氢浓度特征分析

由表 5-10 中数据忽略仪器的统计不确定性后绘制出不同煤温下不同深度处各测点的温度变化曲线。

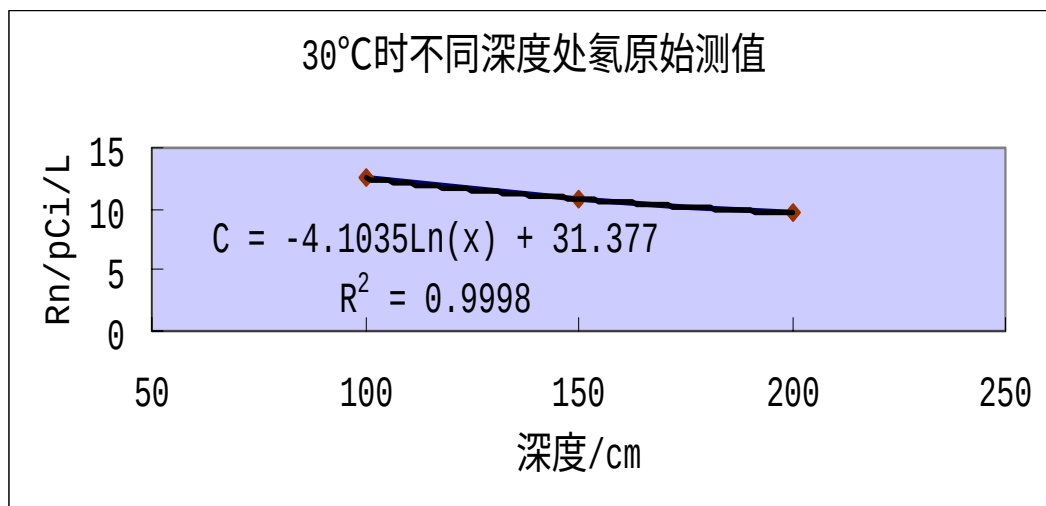


图 5-16 火源温度为 30°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-16 Radon values in different depths from the fire source at 30 °C

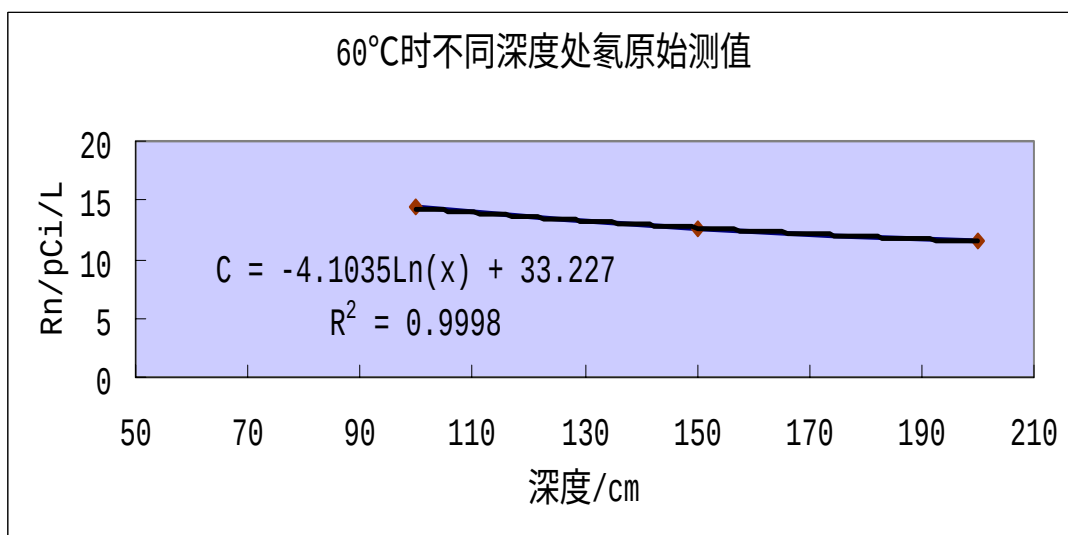


图 5-17 火源温度为 60°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-17 Radon values in different depths from the fire source at 60 °C

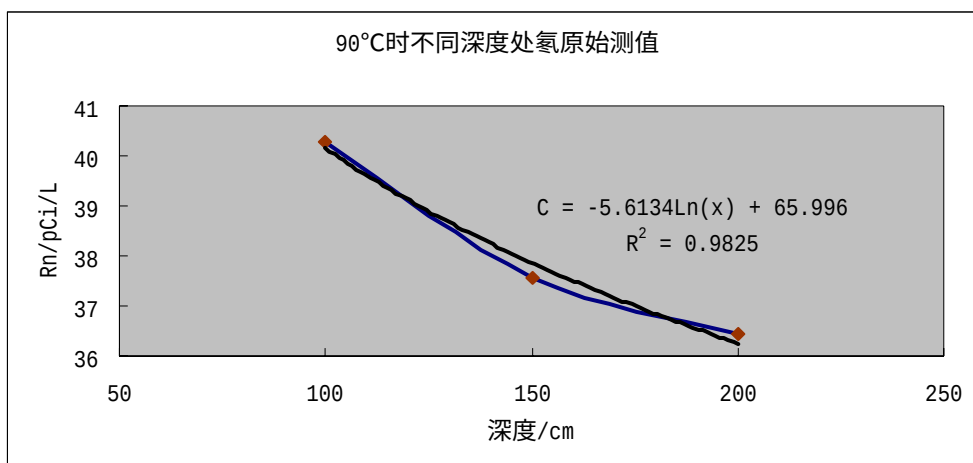


图 5-18 火源温度为 90°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-18 Radon values in different depths from the fire source at 90 °C

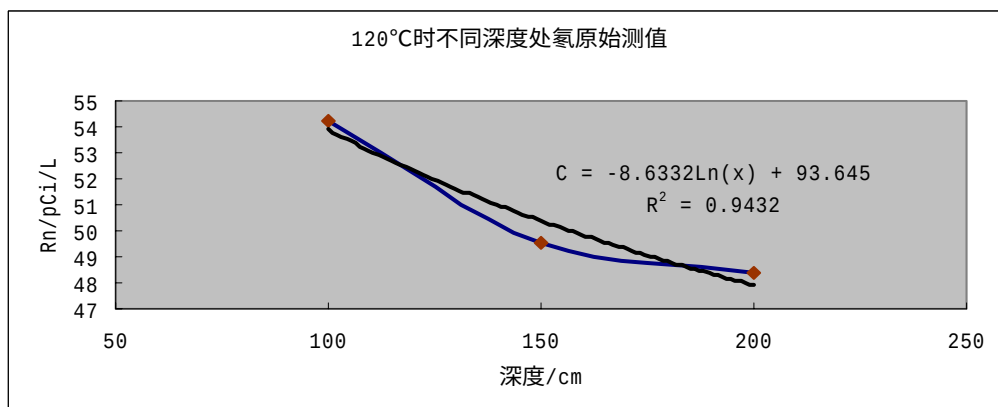


图 5-19 火源温度为 120°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-19 Radon values in different depths from the fire source at 120°C

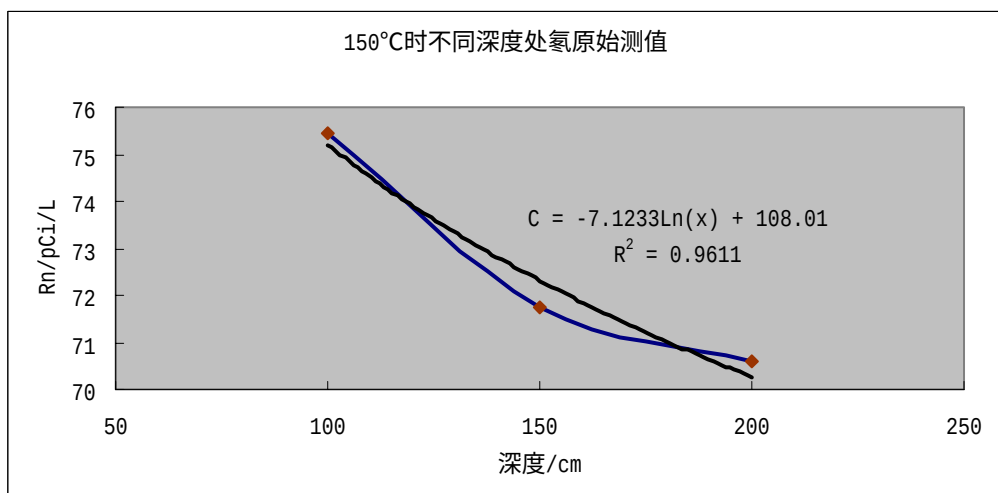


图 5-20 火源温度为 150°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-20 Radon values in different depths from the fire source at 150°C

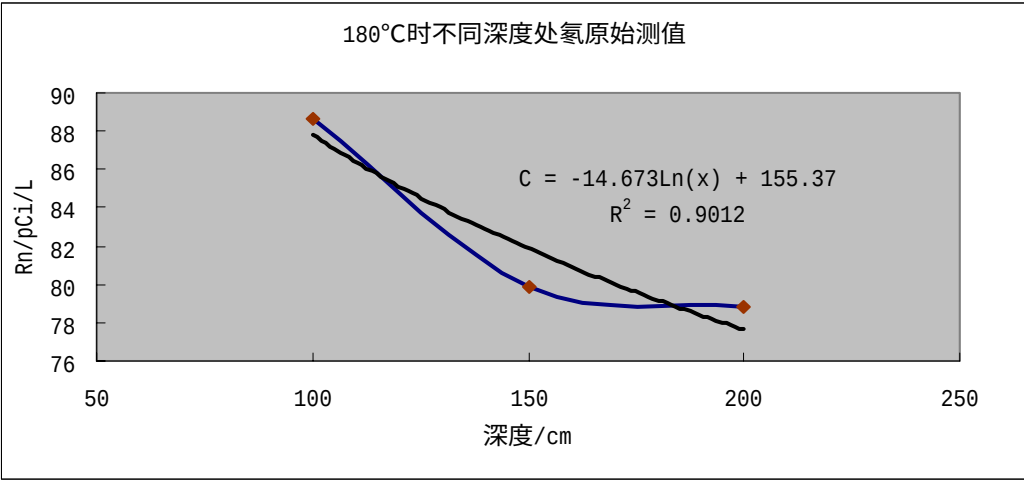


图 5-21 火源温度为 180°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-21 Radon values in different depths from the fire source at 180°C

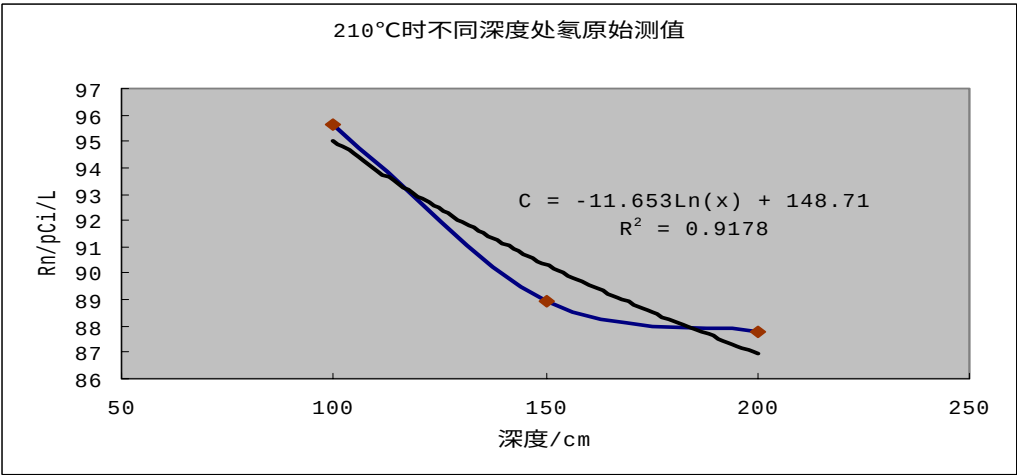


图 5-22 火源温度为 210°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-22 Radon values in different depths from the fire source at 210°C

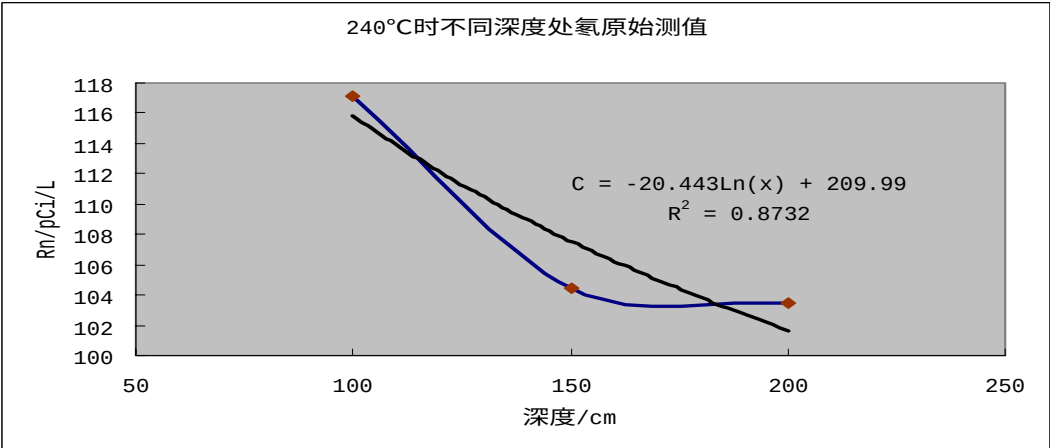


图 5-23 火源温度为 240°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-23 Radon values in different depths from the fire source at 240°C

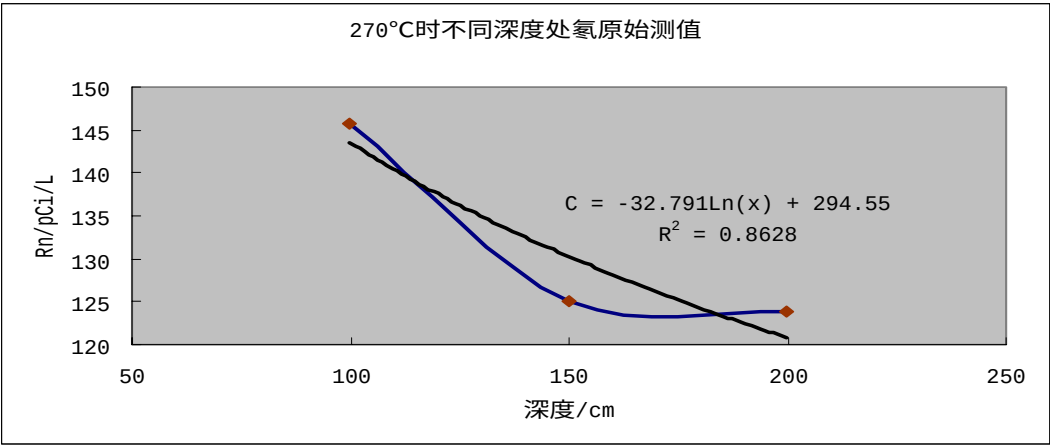


图 5-24 火源温度为 270°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-24 Radon values in different depths from the fire source at 270°C

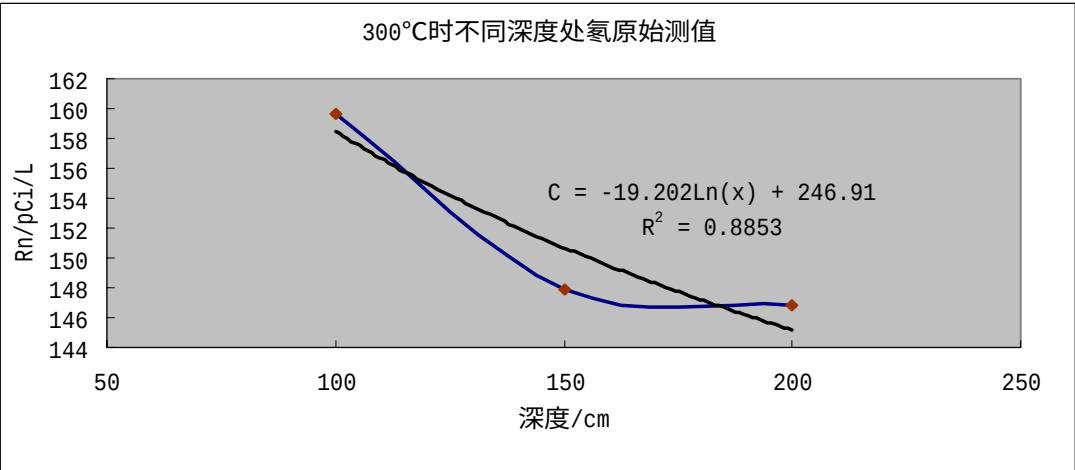


图 5-25 火源温度为 300°C 离火源不同深度处的氡值

Fig.5-25 Radon values in different depths from the fire source at 300°C

表 5-11 河砂覆盖下氡析出率垂直衰减率

Table 5-11 Radon vertical attenuation rate under river sand

温度 (°C)		1 号测点 氡值 pCi/L	相对 深度	2 号测点 氡值 pCi/L	相对 深度	3 号测点 氡值 pCi/L
临界	90	36.43	1m	37.57	0.5m	40.27
干裂	150	70.6		71.74		75.44
燃点	270	146.79		147.93		159.63
平均值		84.6	-----	85.7	-----	91.8
衰减系数		0.922	-----	0.934		1
衰减量 pCi/L/m		-----	2.2	-----	12.2	-----

由表 5-11, 在实验条件下, 氢在自燃煤层覆岩中向上平均衰减率为 4.1%, 从覆岩中由底部向上到 0.5m 处衰减为 7%, 从 0.5m 到 1m 处衰减率为 1.2%。

由表 5-9、表 5-10、表 5-11 及图 5-16~图 5-25 可知：

①在同一自燃温度下, 距离自燃火源越远, 氢的析出量越小；

②随着温度的升高, 离自燃火源越远, 氢的析出量减小的越快, 变化越明显, 呈对数规律变化；氢在自燃煤层覆岩中向上平均衰减率为 4.1%, 从覆岩中由底部向上到 0.5m 处衰减为 7%, 从 0.5m 到 1m 处衰减率为 1.2%。

③90℃时距离自燃火源 100cm 处氢的析出量是 150cm 处的析出量 1.07 倍, 是 200cm 处的析出量 1.11 倍, 衰减比为 1:0.93:0.9；150℃距离自燃火源 100cm 处氢的析出量是 150cm 处的析出量 1.05 倍, 是 200cm 处的析出量 1.07 倍, 衰减比为 1:0.95:0.94；270℃时距离自燃火源 100cm 处氢的析出量是 150cm 处的析出量 1.17 倍, 是 200cm 处的析出量 1.18 倍, 衰减比为 1:0.93:0.92；

说明当煤地下自燃达到临界温度以上, 特别是干裂温度以后, 根据地表氢气的测量异常可以判定自燃火区的着火煤层深度 (层位)。

5.3 本章小结

(1) 由图 5-2、图 5-14 可知, 在煤升温氧化过程中, 随着煤温的升高, 氢在黄土介质、河砂中有规律的析出, 且随着温度的升高, 其浓度呈线性上升趋势, 其关系为 $C=bT-a$, a 、 b 随孔隙率 n 的增大而增大, 此关系式可作为测氢探火的分析参考式。孔隙率、温度是影响氢在介质中传输的主要因素, 孔隙率越大、温度越高, 氢的传输能力越强。

(2) 在临界温度以下, 氢的析出量呈振荡式变化, 在达到干裂温度 (120~140℃) 氢的析出率增加开始加快, 当达到燃点 (260~280℃) 后, 氢的析出率增加急剧增加；造成这一现象的原因是在升温氧化过程中当达到干裂温度之后, 煤及矸石孔隙水中的氢析出, 增大了氢气浓度；当达到燃点之后, 生成了大量的火灾气体, 更加有利于氢气的运移, 因而增加变快。

(3) 各测点氢的析出量均随温度的增加而增大, 当温度达到临界温度 90℃以上, 中心处氢的析出量 > 1/2 半径处的析出量 > 边缘处的析出量, 中心向边缘的平均衰减

率为 14%，其衰减比为 1:0.8:0.73；说明当煤地下自燃达到临界温度以上，特别是达到燃点温度时，从中心向边缘处的衰减比为 1:0.79:0.71。根据地表氢气的测量异常可以判定火区的中心位置及边缘范围。

(4) 实验表明：在同一自燃温度下，距离自燃火源越远，氢的析出量越小；随着温度的升高，离自燃火源越远，氢的析出量减小的越快，变化越明显，呈对数规律变化；向上平均衰减率为 4.1%，从覆岩中由底部向上到 0.5m 处衰减为 7%，从 0.5m 到 1m 处衰减率为 1.2%。当煤地下自燃达到临界温度以上，特别是干裂温度以后，根据地表氢气的测量异常可以判定自燃火区的着火深度。

第六章 矿井自燃火灾中氢气探测的现场观测研究

目前关于氢运移的机理还是处于假说阶段，但测氢技术已经应用于大量的工程实践，并取得显著的成效。同位素测氢法探测矿井火源位置技术正是在建立在大量的现场实际探测，并在灭火工程实践检验中不断完善和发展起来的。因此，研究分析典型矿井条件下自燃火灾的探测是非常必要的。本章根据自己近年来的现场探测实际情况及灭火工程的效果选择了 4 个典型条件下自燃引起的氢的异常进行了研究分析。

6.1 探测工艺及分析方法

6.1.1 探测工艺

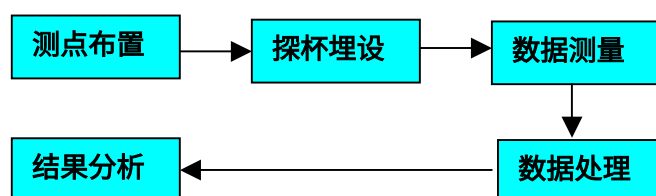


图 6-1 探测工艺

Fig.6-1 Detection process

6.1.1.1 测场的选择及测点布置

根据矿井自燃产生的现象及地表实际情况，结合井上下对照图在地面选取测场基准点，基准点一般为三个点，并成垂直方向布置，然后在此区域进行测点布置，形状为长方形、正方形或不规则方格网，在测量过程中根据测量情况延伸。根据工程所需精度一般为 $20\times 20\text{ m}$ ， $15\times 15\text{ m}$ ， $10\times 10\text{ m}$ 及 $5\times 5\text{ m}$ 。每一测点预先编号，要求测点布置中基准点的选取必须精确。

6.1.1.2 探测杯埋设

该探测杯用高吸附材料制成，收集面积为 $12\times 8\text{cm}^2$ ，在每个编号的测点上挖宽 30cm 左右，深 30-40cm 左右的坑，将杯口朝下放入，上面用塑料布覆盖，然后用土掩埋，并记下点号、时间。如图 6-2 所示。

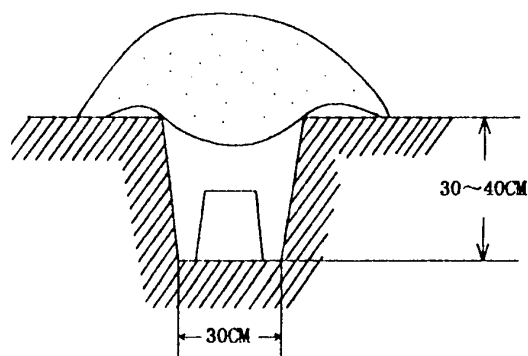


图 6-2 探杯埋设

Fig. 6-2 Schematic of detective cup laid underground

6.1.1.3 现场测量及原始数据分析

探杯埋设 4-10h 后取出，置入 CD-1 α 杯探测仪测量，测量定时有 1min，2min，3min 4min，5min 等，一般取 3min，如果 3min 内仪器读数有增加或不减少，则可认为是氢异常，即可取值有效。

将探测原始数据列表，并绘制测值立体图，根据一定的射气浓度间隔（异常判据）勾划出测值等值线图，通过等值线图可以初步反应出射气浓度在探测区域的变化规律，异常分布、范围、形态及异常的中心位置，然后进一步分析解释引起异常的原因，最终确定自燃温度区域。



图 6-3 CD-1 α 杯测氢仪外观图

Fig. 6-3 Appearance of CD-1 α cup emanometer

6.1.2 探测仪器

6.1.2.1 仪器的工作原理及特点

CD-1 α 杯测氡仪（图 6-3）是由空气脉冲电离室、放大器、电源电路、甄别器、计数器、控制电路等构成，其工作原理图见图 6-4。CD—1 α 杯测氡仪具有如下特点：

- （1）灵敏度高，可获得高精度测量结果；
- （2）本底低，且 α 杯及电离室的电极易更换，保证能获得良好的低本底测量条件，获得高精度测量结果，发现微弱放射性异常；
- （3）在静态条件下收集氡及其子体，能真实地反映测点的氡及其子体之浓度；
- （4）累积时间可长可短，根据实际工作需要，确定累积时间；
- （5）操作简便，使用灵活，适用于不同的测氡场合。

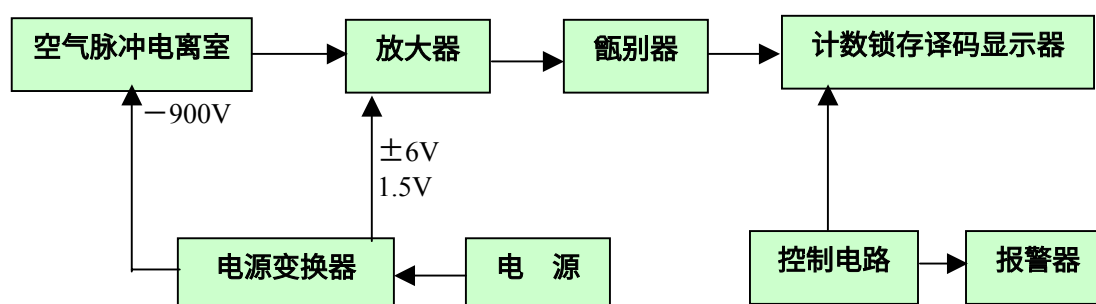


图 6-4 CD-1 α 杯测氡仪工作原理图

Fig. 6-43 Principle diagram of CD-1 α cup emanometer

6.1.2.2 仪器工作技术保证

为了确保测试数据的准确，在仪器的使用前进行测试：

- ①本地检查，将电离室清洗干净以后，用静电除尘液先去 α 杯及电离室塑料盖上的静电尘土，测量仪器本地，一般不大于每分钟 2 个脉冲；
- ②稳定性检查，仪器开机预热 20 分钟后，将 α 工作参考源 ^{238}U 置入电离室内，每 3 分钟记录一个数据，连续记录 50 次以上，分析其稳定性。

实践证明只要保持仪器的清洁，仪器一般情况下是稳定的。

6.2 浅埋藏薄基岩条件下火源位置探测研究

6.2.1 探测区概况

晋城煤业集团古书院煤矿在其井田周边西上庄乡张岭村北西方向约 250m 处发现有 12 座废弃小窑着火，其中有 3 个小窑煤层已燃烧，砌碹井筒的砖已被烧红，其它井筒在冒烟。针对小窑着火情况，采取了积极有效的灭火措施，在短时间内封填了着火小窑周围的所有小窑和地表可见裂缝，使火灾的发展得到了有效的控制，但由于该火灾区内小窑井口多，采空巷道复杂，互相连通，煤层埋藏浅，煤层采空产生的地表裂缝多，漏风通道多，采取的封填办法未能使火源熄灭。而小窑火灾直接威胁着晋城煤业集团古书院煤矿、成庄铁路专用线、周边村庄及矿井的安全。

据不完全统计，该区分布有 164 个小窑，且后人的小窑常开采前人小窑留下的煤柱，井下互相连通，巷道分布极为复杂，并与古书院煤矿、北岩煤矿间接沟通，地表塌陷裂隙随处可见。鉴于火区范围大，采空巷道复杂，决定采用地面打钻灌浆灭火的方法。由于张岭火区为废弃小窑火区，煤层埋深浅，火区分散，故采用散灌浆灭火方法，具体为分区地面打钻灌浆结合火区边界注浆封堵工艺。因此，火区治理的关键就是火源位置的确定。

6.2.1.1 地形地貌及地质特征

该小窑火区均为第四系上更新黄土所覆盖，厚度多小于 10m，仅在火区南侧有零星基岩出露，本区保留基岩地层为二叠系下统山西组以下地层，着火煤层即赋存于山西组。

二叠系下统山西组为本区主要含煤地层之一，为一套陆相含煤地层，厚 30-40m，岩性主要为灰—灰黑色砂岩、粉砂质泥岩、泥岩及煤层，其中 3 号煤层位于本组下部，厚 6m 左右，为本区小窑的开采对象。该组地层在本区保留不全。本区构造简单，为一单斜构造，地层较为平缓，略有波状起伏，地层总体向为北北东向，倾向西，倾角一般为 50° 左右，局部地段可达 100° 左右。

本区无河流、水库等地表水体。井下巷道无水。

本区主要含水层有奥陶系中统灰岩岩溶裂隙含水层、石灰系太原组灰岩岩溶裂隙含水砂岩裂隙含水、二叠系下统山西组砂岩裂隙含水层及第四松散层孔隙含水层，大气降水为地下水的主要补给来源。由于大面积开采 3 号煤层，二叠系以上含水层地下水已经干疏干。本区水文地质条件简单。

6.2.1.2 着火煤层及覆岩特征

小窑开采对象为 3 号煤层，即着火煤层，该煤层位于二叠系下统山西下部煤层厚 6m 左右，煤层厚度大，煤层稳定，结构简单，煤质优，埋藏浅，仅 15-30m，小窑一般开采煤层的 3-4m，留顶煤或底煤。煤层直接顶板大多为中细粒长石石英砂岩，该砂岩在火区范围厚度一般在 15-19 m 之间，砂岩之上即为第四系黄土，局部地方直接顶板为粉砂质泥岩，厚度为 1-2m，顶板砂岩厚度变为 10m 左右，其上为 4-8m 的泥岩，泥岩之上为第四系黄土；在河道周围，在黄土与基岩间还存在一卵石层，厚度一般为 2-6m。煤层底板为粉砂岩或粉砂质泥岩。3 号煤层为特低硫、中灰、高发热量无烟煤，其燃点在 400℃左右。覆岩平均孔隙率为 30%。

6.2.2 测点布置

根据现场实际情况，测场方位为 NS，起点为火场西翼 A 点，向南延伸 255m，向东延伸 270m，测量点距 15×15m，共布测点 234 个，探测区域面积 50850m²。

6.2.3 探测数据及结果分析

探测数据原始值见表 6-1，并绘制测值立体图见图 6-5，根据一定的射气浓度间隔勾划出测值等值线图见图 6-6。

表 6-1 晋城张岭村西小窑自燃火区测氡法地表探测原始数据

Table 6-1 Original data of radon measurement of Jincheng Zhang Lingcun West small kiln spontaneous fire zone

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
1	67	170	192	71	407	1758	1512	147	40	92	86	55	47	26	19	24	51	43
2	78	73	53	141	563	1813	1441	63	50	50	34	37	32	18	96	100	25	23
3	98	84	35	126	186	93	719	719	37	39	38	45	38	17	99	102	44	57
4	102	59	47	51	35	25	733	735	51	38	40	192	194	64	66	199	488	1807
5	95	122	210	245	151	47	118	193	140	61	73	214	199	257	264	368	630	1817
6	88	138	191	373	307	149	177	139	116	57	117	134	72	319	327	487	470	64
7	178	155	113	273	215	154	153	64	50	18	83	187	144	131	132	329	319	24
8	203	186	119	120	62	67	55	98	105	36	43	134	135	40	35	40	32	42
9				184	73	90	62	70	77	57	50	46	47					
10				189	79	138	660	602	38	58	65	39	19					
11				124	62	108	664	622	36	62	93	77	55					
12				139	94	116	125	295	252	146	203	118	66					
13				65	84	441	546	464	295	284	273	94	54					
14				53	58	537	817	622	407	199	154	61	71					
15				45	60	198	374	577	455	147	114	88	71					
16				35	34	43	58	64	129	182	176	152	66					
17				127	94	94	45	107	71	101	180	197	78					

探测数据单位：N/3min，本区域氡射气底数为 50，探测原始数据平均值为 197，标准差 293。

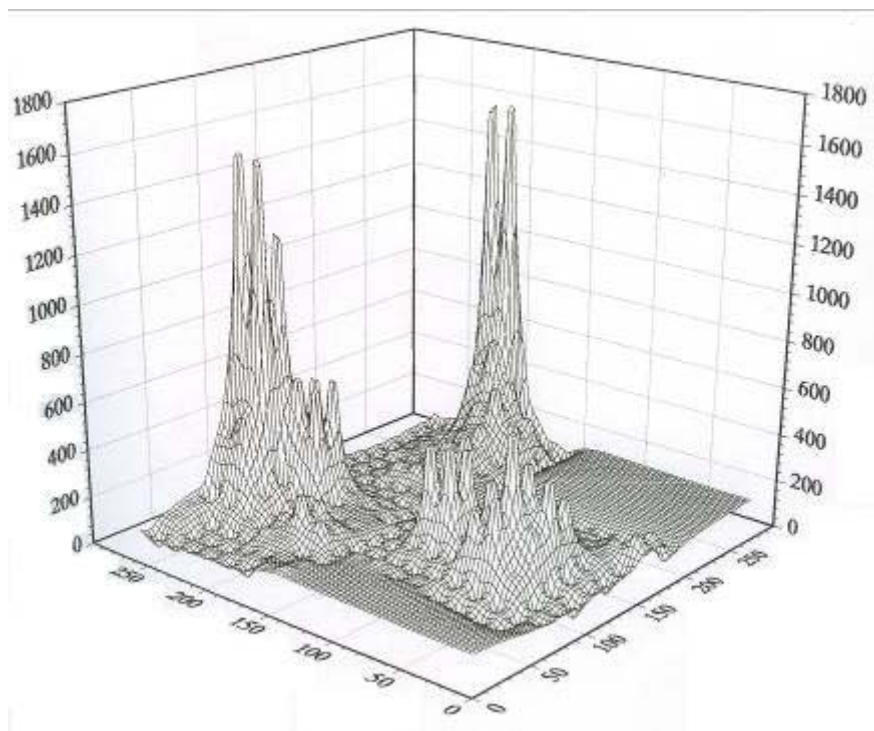


图 6-5 晋城张岭小窑自燃火区测值立体图

Fig.6-5 3D diagram of Jincheng Zhang Lingcun West spontaneous small kiln fire zone radon measurement

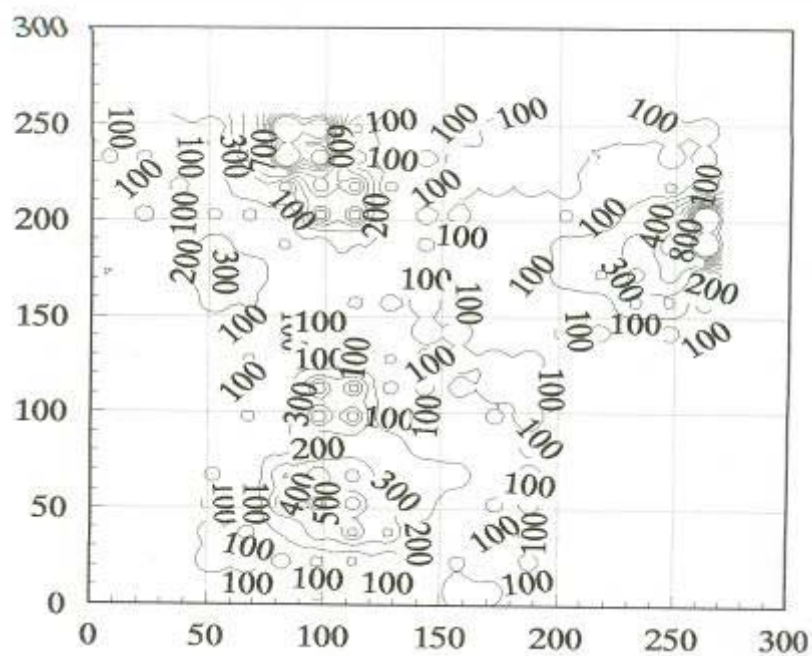


图 6-6 晋城张岭小窑自燃火区测值等值线图

Fig.6-6 Contour plot of Jincheng Zhang Lingcun West spontaneous small kiln fire zone radon measurement

由表 6-1 可知,本区域氡射气底数约 50,探测原始数据平均值为 197,标准差 293。依据统计经验,异常值通常取平均值加上 1~2 倍的标准差值为 490~783。

根据图 6-5 和图 6-6,考虑误差影响,结合平均值大小可知:在探测区域内圈定氡异常区域 4 块,见表 6-1 绿色区域,可以看出探明的异常区域呈面积状分布,即煤自燃高温区域面积状分布,说明煤自燃必须形成一个蓄热环境才能维持发展下去。

6.2.4 探测结果验证

探测结果的验证主要是依据探测氡异常区域直接打钻并应用山西先导科技开发有限公司研制的钻孔温度测量仪(见图 6-7)测量孔内温度。



图 6-7 钻孔温度测量仪

Fig.6-7 Borehole temperature measuring instrument

验证结果分析:

测得 F2、G2 附近钻孔孔内最高温度(煤层位置)为 189.8℃,在钻探过程中孔口冒热气剧烈(见图 6-8),所取煤心有明显燃烧过的特征,煤层顶板砂岩已烘烤成砖红色;

测得 P7、Q6 附近钻孔孔内最高温度为 187.1℃,孔底(煤层位置)温度为 182.1℃,在钻探过程中孔口冒热气(见图 6-9),所取煤心有受到烘烤的迹象;

测得 G14、H14 附近钻孔孔内最高温度(煤层顶板位置)为 161.2℃,孔底温度为 139.2℃,钻探结束后孔口冒有热气,所取煤心无燃烧和烘烤迹象;

灭火施工过程中其他钻孔孔底温度较低,多数在 80℃以下,煤层一般无烘烤现象,

顶板砂岩新鲜，未见有烘烤现象，部分钻孔仅有冒热气现象。

上述验证结果与探测氡异常信息基本一致。



图 6-8 钻孔冒烟图

Fig.6-8 Picture of smoke from drilling hole



图 6-9 钻孔孔口冒烟图

Fig.6-9 Picture of smoke from drilling hole

6.3 深埋煤层条件下探测研究

6.3.1 探测区概况

柴里煤矿井田位于滕县煤田南部，滕州市西岗镇境内，南北长约 8.66 Km，东西宽约 5.50 Km，面积约 29.5052 Km²，煤层倾角 2~10°，埋藏深度 500m。煤层自然发火期仅为 1.5 个月，属于自然发火严重的矿井。2006 年 1 月 23 日，2339 和 2340 之间的孤岛工作面在掘巷过程中钻孔内发现 CO，浓度为 80ppm，顶板裂隙带钻孔内 CO 高达 2000ppm，为了查清孤岛工作面周边采空区内自燃状况，给灭火方案的制订提供科学依据，经研究决定首先应用同位素测氡技术进行探测。

6.3.1.1 地形地貌及地质特征

井田内地形平坦，道路纵横，村庄稠密。地势由东北向西南缓慢降低，地面标高由+43.73 m 降至+35.30 m，地形坡度约千分之一，属滨湖冲积平原。本井田地层属全隐蔽的华北型石炭二叠系地层，地层构造复杂程度中等至简单。本井田为一复式褶皱构造形态。地层倾角平缓，一般 3~7°，局部大于 15°。区内褶曲、断层相当发育。褶曲轴向北东和近东西。断层按走向分四组：即北东、北北东、北西和近东西向。形

成棋盘格构造。其中以北北东向高角度正断层最发育，断层走向延伸长，常出现弯曲分叉等现象。

煤田内的褶皱也比较发育，但多属次一级的宽缓褶皱。有的规模较大，如滕县背斜、北羊庄向斜和滕南向斜，它们是秦岭纬向构造带北支的次级组分；有的规模比较小，常分布在断层的一侧或两条断层之间，与断层活动关系密切，如滕北的西阳温向斜、滕南的西岗背斜、柴里向斜、孔庄背斜等。

6.3.1.2 着火煤层及覆岩特征

着火煤层位于山西组地层下部，下距 3 下煤层顶 0~35.3 m。该煤层厚，除局部极小范围被冲刷外，基本全井田稳定可采，煤厚 1.50~6.70 m，平均厚 5.56 m。在井田南端煤厚小于 3 m，其它地段煤厚在 5 m 以上。

3 上煤层结构复杂，含矸 1~3 层。矸石岩性为粘土岩、泥岩，细、中粒砂岩。夹矸厚 0.05~19.45 m。在一水平东翼 3 煤层及五采区北部出现上矸变厚带。夹矸由南向北逐渐变厚为 19.45 m。3 上煤层上分层煤厚由 1.8 m 向北逐渐变薄以致尖灭。岩性由泥岩相变为细、中粒砂岩，厚度增大。

煤层顶板主要是中粒砂岩，局部为砂泥岩，厚 0.2~3.0 m。老顶以中、粗粒砂岩为主，夹有砂泥岩互层组成。厚 40~60 m。直接底板为中夹矸。岩性在半阁向斜以北为泥岩。以南渐变为砂泥岩至细、中粒砂岩。厚 0.2~35.3 m。覆岩平均孔隙率为 15%。

6.3.2 测点布置

根据实际开采情况，测场方位为 EW，距 2337 工作面通道 40m，向北延伸 150m，由于北部为塌陷区，延 2340 溜子道向西延伸 300m，西部边缘由 2340 工作面停采线向采空区方向外推 32m，点距 15×15m，共布测点 40 个，总探测面积 6300m²。

6.3.3 探测数据及结果分析

由表 6-2 可知，本区域氡射气底数约 30，探测原始数据平均值为 51，标准差 41。依据地质统计经验，异常值通常取平均值加上 1~2 倍的标准差值为 92~133。

根据图 6-10 和图 6-11，考虑误差影响，结合平均值大小可知：在探测区域内确定氡异常区域 2 块，呈面积状分布，见表 6-2 绿色区域。

6.3.4 探测结果验证

经地面打钻灌浆灭火，G7H7 附近钻孔内最高温度 80℃；G16H16 附近钻孔内最高温度 95℃，周边钻孔温度较低。

表 6-2 枣庄柴里矿自燃火区测氡法地表探测原始数据

Table 6-2 Original data of zaozhuang chaili coal mine spontaneous fire zone radon measurement

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1						51	58	62					
2						32	67	64					
3						49	67	61					
4						47	70	80					
5						25	84	95					
6						24	102	112					
7						25	184	185					
8						20	132	132					
9						59	59	21					
10						46	47	28					
11						81	82	27					
12						44	72	50					
13						31	81	75	24	30	39	37	27
14						64	126	83	21	28	54	57	34
15						45	150	136	34	21	47	57	43
16						12	184	206	46	32	23	25	54
17						33	175	169	38	38	26	17	44
18	16	28	28	20	46	62	113	75	26	45	45	23	30
19	16	22	21	19	17	64	87	38	20	52	56	25	21
20	15	22	21	15	12	36	60	41	25	33	38	21	15
21	15	17	18	15	13	24	58	59	28	30	30	22	20

探测数据单位：N/3min，本区域氡射气底数约 30，探测原始数据平均值为 51，标准差 41。

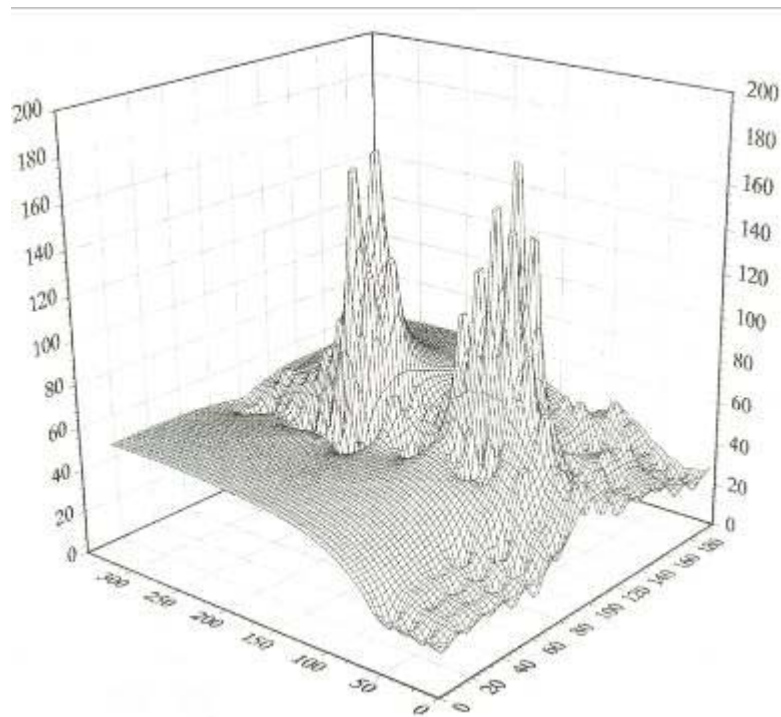


图 6-10 柴里矿自燃火区测值立体图

Fig.6-10 Block diagram of chaili coal mine spontaneous fire zone radon measurement

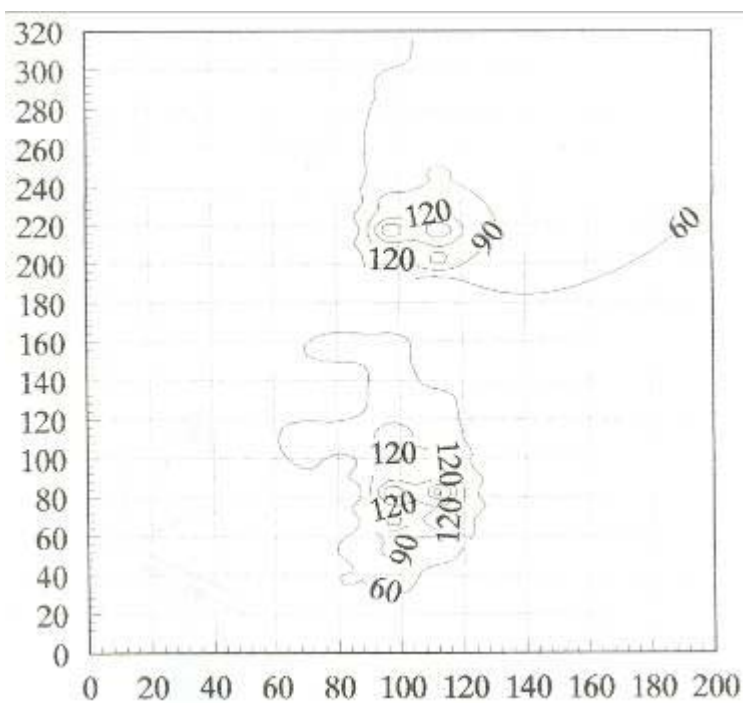


图 6-11 柴里矿自燃火区测值等值线图

Fig.6-11 Contour plot of chaili coal mine spontaneous fire zone radon measurement

6.4 复杂地形地貌条件下探测研究

6.4.1 探测区概况

西铭矿位于西山煤田前山矿区，井田面积 43.2km^2 ，可采煤层 4 层，分别为 2[#]、3[#]、8[#]、9[#]，其中 8[#]、9[#] 煤层为近距离煤层，年产量为 230 万 t，属二类发火矿井。

49309 工作面为一次采全高综采工作面，采高 3.3m，工作面埋深 190m，长度为 150m，设计推进长度为 750m，因工作面前方有一落差为 3.6m 的正断层（见图 6-12），故推进至 620m 处，发现 CO，浓度为 2000ppm，矿决定立即回撤相邻的 49311 工作面，计划回撤工作面支架时，在 89 架和 90 架之间发现明火，工作面采取封闭、监测措施，共做了 5 道密闭，分别为 1[#] 闭 49309 副巷；2[#] 闭 49309 正巷；3[#] 闭 48309 副巷；4[#] 闭 49311 副巷穿层巷；5[#] 闭 48309 集中皮带巷（见图 6-13）。

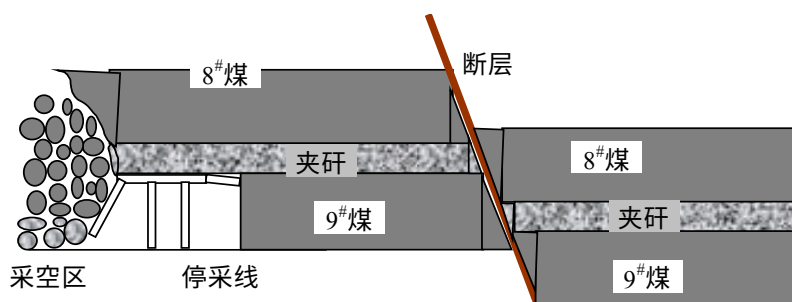


图 6-12 断层剖面示意图

Fig.6-12 Fault section plane schematic drawing

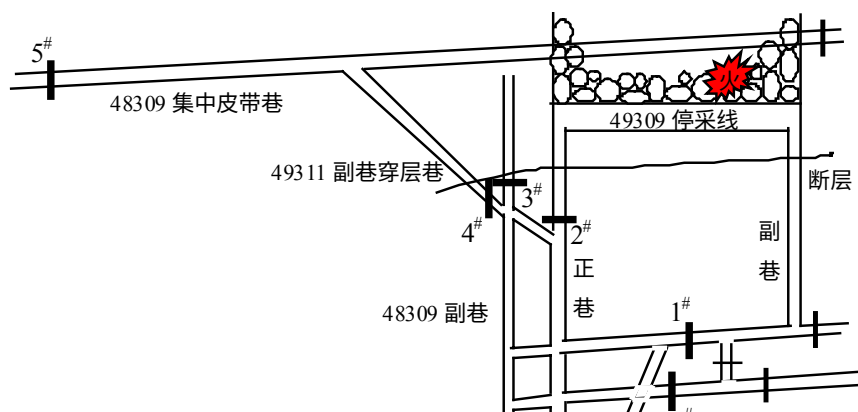


图 6-13 49309 工作面闭墙位置示意图

Fig.6-13 Schematic diagram of 49309 working face fireseal wall

从以上密闭内气体采样成份分析结果可见，1[#]、2[#] 闭内 CO 浓度高且不稳定，各密闭内均有乙烯气体存在，说明火尚未熄灭。由于该密闭工作面内尚有 100 架支架未取出，待灭火后后封撤架。为了给灭火方案的制订提供科学依据，经研究决定首先应

用同位素测氡技术对 49309 工作面自燃状态进行探测。

6.4.1.1 地形地貌及地质特征

西铭矿区（以下简称井田）内地势多为沟谷山梁，地形切割甚剧，大部为森林及植被覆盖。西铭井田位于山西高原吕梁山脉中段东翼，总体呈西南高、东北低的中低山区。井田内山高坡陡，沟谷深切多呈“V”字形，缓坡和低山地区有黄土零星分布，山脊及坡陡处岩层裸露，风化剥蚀作用强烈，沟底多砂砾石。区内最高点为石千峰，标高为 1747.7m，最低点在矿区东南部玉门沟内，标高为 987.5m，最大相对高差为 760.2m，一般相对高差为 200m 左右，矿区井口标高为 1144.3m，与最高相对高差为 603.4m。本井田位于西山煤田东北隅，受新华夏系泰山式扭性断裂的影响，其构造痕迹西部受马兰向斜，东部受边山大断裂（风声河断层、圪撩沟断层），南部受杜儿断裂带，北部受赛庄—王封断裂的制约。总体地层走向大致北西—南东，向南西倾斜，倾角 3° — 12° ，一般 5° 左右。

井田内的断层、褶曲、陷落柱对煤矿正常生产有不同程度的影响。井田内大型断层较少，对采区划分原则上影响不大，但中小型断层较多，对煤层切割较严重，尤其对掘进和综采工作影响明显。在石千峰向斜左右两翼均发育一定数量的次级褶曲，走向延伸短，这些次级褶曲部位陷落柱特别发育，给采区划分、采面布置、掘进、采煤、运输带来了很大的困难。陷落柱在本井田非常发育，严重影响矿井正常安全生产。

6.4.1.2 着火煤层及覆岩特征

着火煤层为 9#，与 8#煤层为近距离煤层。9#煤层位于太原组下部，为太原组最下部的一层主要稳定可采煤层，煤层结构复杂，厚度变化不大，煤厚 1.9—4.42m，平均 3.31m，可采性系数 $K_m=100\%$ ，变异系数 $\gamma=17.9\%$ 。该煤层夹 1—2 层夹石，夹石厚 0.02—0.54m，夹石多为页岩。煤厚变化总的趋势由矿区中部向西、东北、东南有逐渐变薄的倾向，该煤层为一稳定的中厚可采煤层，属全井田可采的稳定煤层。

8#煤层位于太原组中部，为太原组主要可采煤层之一，全矿区可采层位和厚度稳定，结构复杂的中厚煤层，煤厚 2.23—5.82m，平均厚 3.95m，为该矿主采煤层。含夹石 1—3 层，厚度 0.05—2.95m，夹石多为页岩或砂质页岩。

矿区西部本煤层厚 2.03—3.39m，平均厚 2.71m，中部厚 3.6—4.68m（生 2#孔）平均厚 4.14m，东南部厚 3.4—4.87m（11#孔）平均厚 4.13m，1149 盘区厚 3.55—4.84m，

28101 皮带巷的终点处平均厚 4.19m, 1146 盘区厚 3.29m, 平均厚 4.12m。总体 8# 煤厚度变化不大, 全矿区稳定可采, 煤厚变化趋势由原矿区向西部 (扩区) 变薄, 由厚煤层变为中厚煤层。覆岩岩性主要为: 石灰岩、页岩和砂岩, 平均孔隙率为 25%。

6.4.2 测点布置

根据西铭矿 23509 工作面发火原因及现场实际情况, 测场布置东西沿工作面方向长 255m, 沿采空区方向 60m, 点距 $15 \times 15\text{m}$, 共布测点 90 个, 总探测面积 15300m^2 。

6.4.3 探测数据及结果分析

表 6-3 西山矿区西铭矿自燃火区测氦法地表探测原始数据

Table 6-3 Original data of Xishan ore district ximing coal mine spontaneous fire zone radon measurement

	A	B	C	D	E
1	19	26	3261	24	28
2	22	11	370	10	35
3	16	48	335	21	36
4	18	12	9254	26	37
5	15	36	4499	25	23
6	31	21	11	26	40
7	59	16	25	64	40
8	20	17	33	27	69
9	36	15	34	37	38
10	42	41	59	40	42
11	20	31	26	0	46
12	16	29	38	22	49
13	51	20	57	34	48
14	7	39	75	34	50
15	21	10	103	17	24
16	76	35	84	29	67
17	24	9	110	23	30
18	55	10	99	18	56

探测数据单位: N/3min, 本区域氦射气底数约 35, 探测原始数据平均值为 220, 标准差 1123。

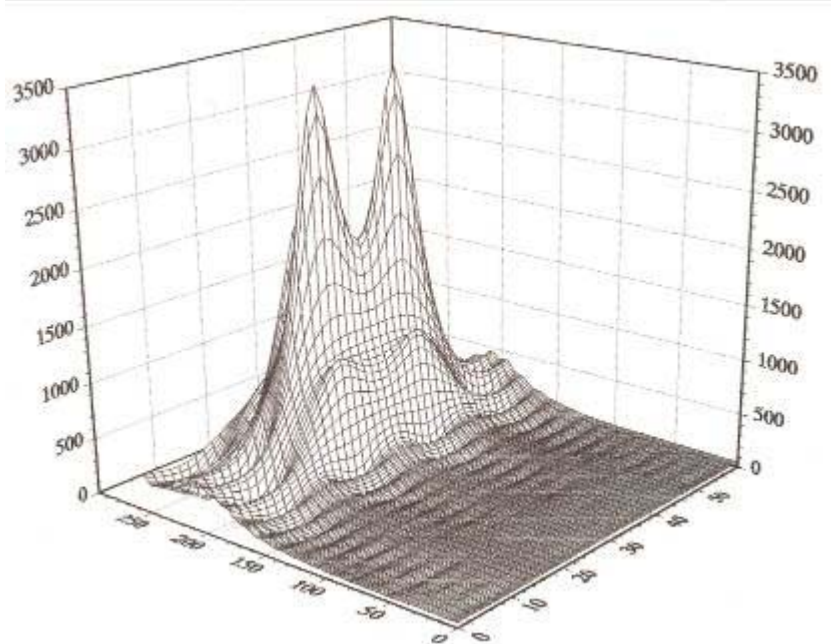


图 6-14 西铭矿自燃火区探测测值立体图

Fig.6-14 Block diagram of ximing coal mine spontaneous fire zone radon measurement

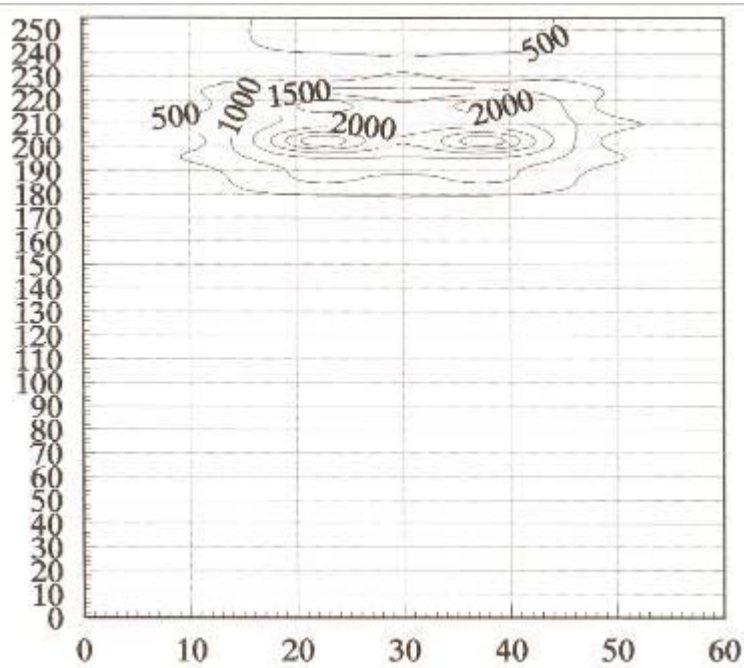


图 6-15 西铭矿自燃火区探测测值等值线图

Fig.6-15 Contour plot of ximing coal mine spontaneous fire zone radon measurement

由表 6-3 可知,本区域氡背景值约 25,探测原始数据平均值为 220,标准差 1123。依据统计经验,异常值通常取平均值加上 1~2 倍的标准差值为 1343~2466。

根据图 6-14 和图 6-15,考虑误差影响,结合平均值大小可知:在探测区域内确定氡异常区域 2 块,见表 6-3 绿色区域。两区域均在停采线附近,C1-C5 区域(100#支架附近)沿工作面方向 50m,沿停采线方向 60m;C15-C18 区域在 49309 工作面正巷附近,距停采线 20m,沿工作面方向 30m。E 线在断层线上,各个测点氡异常均比正常值高,呈带状分布,与自燃高温相比,异常并不明显。

6.4.4 探测结果验证

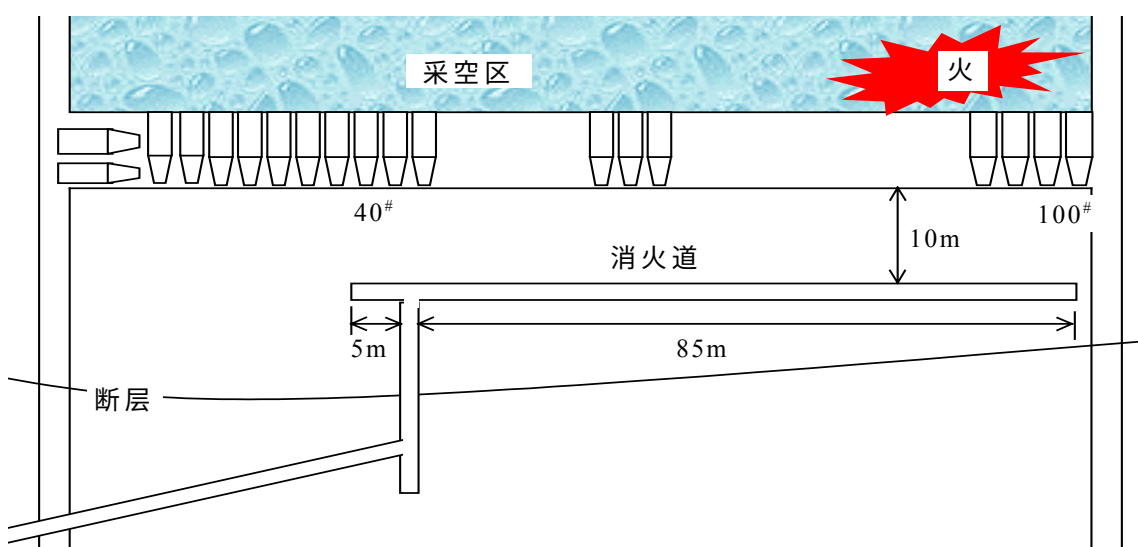


图 6-16 消火道布置图

Fig.6-16 Layout of the fire road

在火源探测的基础上,从 49309 正巷打灭火通道 130m 至断层处,穿过断层,延工作面方向掘进 100m,在此煤巷内向支架上部采空区打钻,该巷道断面 5.28m。

施工消火道,要求消火道巷邦距停采线 10 米,从副巷沿工作面方向的长度不小于 90 米(从 40#至 100#支架,见图 6-16),且沿 8#煤顶板掘进。布置钻孔,一观测孔打到 90#架前煤壁,然后用 NJB-1-80 泵将灭火凝胶注入火源点灭火,最后形成凝胶隔离带,以确保工作面支架的安全回撤。根据现场实测,观测温度在成孔后为 105℃,CO 浓度达 3500ppm, C₂H₄ 浓度高达 1500ppm, H₂ 浓度高达 6000ppm, CH₄ 浓度 18%, CO₂ 浓度 26%, O₂ 浓度 19%。验证了火源探测的结果。

6.5 基岩裸露地表条件下探测研究

6.5.1 探测区概况

白芨沟煤矿隶属于神华宁夏煤业集团有限责任公司，所处地理位置：东经 106。08′，北纬 39。06′，井田位于汝箕沟矿区北部，南北走向 6.3 公里，东西宽约 2.5 公里，面积 15.8 平方公里。矿井煤层自燃发火严重，易燃特厚煤层的开采瓦斯与火综合防治技术难度较大，安全上的隐患越来越严重。

2007 年 2 月 9 日，在边界回风上山检测到 CO，浓度最大达到 0.02%~0.03%，经分析是 2321 停采线火区自燃，气体通过煤柱涌出到边界回风上山所致，于是施工了四道闭墙，将该区域封闭，2 月 13 日开始向封闭区域内注氮，至 2 月 15 日闭墙外 CO 消失。

2007 年 2 月 23 日夜班，2321 新运输三川发现 CO，2321-4 综放面运输巷闭墙（1# 闭）涌出大量烟雾。早班检测闭内最高温度达 63 度，CO 浓度 2%，CH₄ 浓度 4.5%，O₂ 浓度 3%，CO₂ 浓度 4%；闭外 CO 浓度 0.2%，CH₄ 浓度 1%，造成 2421 综放面停产。矿上积极采取控制措施，为恢复 2421 综放面生产创造条件。在三川内施工两道闭墙（2#和 3#闭），并在闭墙内安设了两趟注浆管，一趟与运输巷闭墙上的两个观察孔相联，另一趟接至 1 号闭墙内 1m，并吊挂在巷道顶部。通过地面同位素测氦法探测火源位置。

6.5.1.1 地形地貌及地质特征

白芨沟矿井田为高山地形，地层裸露，煤层易于观测，煤系地层为下侏罗统延安组，构造条件简单，煤质优良单一，无火成岩侵入。井田内地形标高在 1718~2102m 之间，卡布梁沟是井田内最主要的山洪外泄通道，平时只有少量潜水和地表径流。本地区为大陆性气候，干燥少雨。本井田为一东缓西陡北端抬起的盆状向斜构造，地质条件比较简单，除向斜翼部有一些宽缓褶皱外，无较大的断裂构造。受井田西部木葫芦沟背斜、确台沟向斜和小松山逆断层影响，向斜西翼发育次极小褶皱和小断层数十条，但对矿井生产和采掘活动影响较小。

白芨沟煤矿六条带东邻五条带，南以榆树沟煤柱为界，西邻 1421 运顺，北邻 +1640m 运输石门，采区走向长约为 1800m，倾向宽 220m，采区总面积 0.396Km²，

煤层埋深 300m 左右。

6.5.1.2 着火煤层及覆岩特征

着火煤层 3#煤层：为本井田较稳定的中厚煤层，结构较复杂，距二 1 煤由北向南 8—73m，平均 45.1m，本煤层厚 0—4.02m，平均 1.40m 井田中部 V 线东翼两侧不可采，煤层含夹矸 1—5 层，大部分为 1—2 层，夹矸厚 0.02—0.99m，平均 0.1—0.3 m，该煤层对比可靠。顶板岩性粗砂岩、粉砂岩，地板岩性为泥岩、细砂岩。上覆岩性主要为细砂岩，平均孔隙率为 20%。

6.5.2 测点布置

根据实际情况，由宁煤集团公司白芨沟矿给出初始测场及各边界点，共布测点 314 个，点距 $15 \times 15\text{m}$ ，总探测面积约 60000m^2 。

6.5.3 探测数据及结果分析

由表 6-4 可知，本区域氡析出背景值 **40**，探测原始数据平均值为 48，标准差 52。依据统计经验，异常值通常取平均值加上 1~2 倍的标准差值为 100~152。

根据图 6-17 和图 6-18，考虑误差影响，结合平均值大小可知：在探测区域内确定氡异常区域 1 块，距离停采线约 8m，呈面积状分布，见表 6-4 绿色区域。

6.5.4 探测结果验证

通过在井下施工措施巷道，向火区打钻，注凝胶成功治理了该火区，验证了探测结果的准确性。

表 6-4 宁夏白芨沟矿自燃火区测氡法地表探测原始数据
Fig.6-4 Original data of Ningxia baiji gou coal mine spontaneous fire zone radon measurement

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
1	53	29	36	32	16	31	39	40	18	16	30	48	15	19												
2	27	47	40	41	71	34	31	25	21	26	15	41	42	47												
3	32	70	66	60	156	27	52	32	13	141	541	21	11	30												
4	69	36	79	51	31	31	40	56	16	80	70	40	187	59												
5	95	78	54	22	27	16	24	19	18	50	59	26	37	41												
6	24	54	68	69	33	20	94	24	100	99	23	41	65	27												
7	61	51	96	31	49	26	117	15	48	112	46	25	23	21	47	17	35	29	31	28	36	28	21	40	62	91
8	25	31	26	26	67	24	16	16	58	172	202	18	36	31	42	88	32	18	26	32	25	24	27	12	22	31
9	45	27	36	68	53	16	18	72	70	53	161	26	31	46	66	17	23	116	49	30	15	86	23	18	298	69
10	58	28	24	74	47	16	123	19	413	62	82	52	47	39	58	23	97	21	41	19	29	40	20	34	18	23
11	35	24	24	15	36	26	41	15	24	36	83	163	80	51	39	97	43	69	13	27	76	259	17	21	19	20
12	187	30	37	40	59	24	36	29	19	39	29	59	51	29	28	12	56	18	16	16	21	18	15	19	24	27
13	25	12	65	181	15	16	56	44	40	52	73	133	90	60	47	15	100	28	23	16	32	154	22	25	28	34
14	23	25	22	25	24	13	13	45	37	47	30	91	25	47	52	26	31	20	7	21	18	71	25	34	16	25

探测数据单位：N/3min，本区域氡射气底数约为 40，探测原始数据平均值为 48，标准差 52。

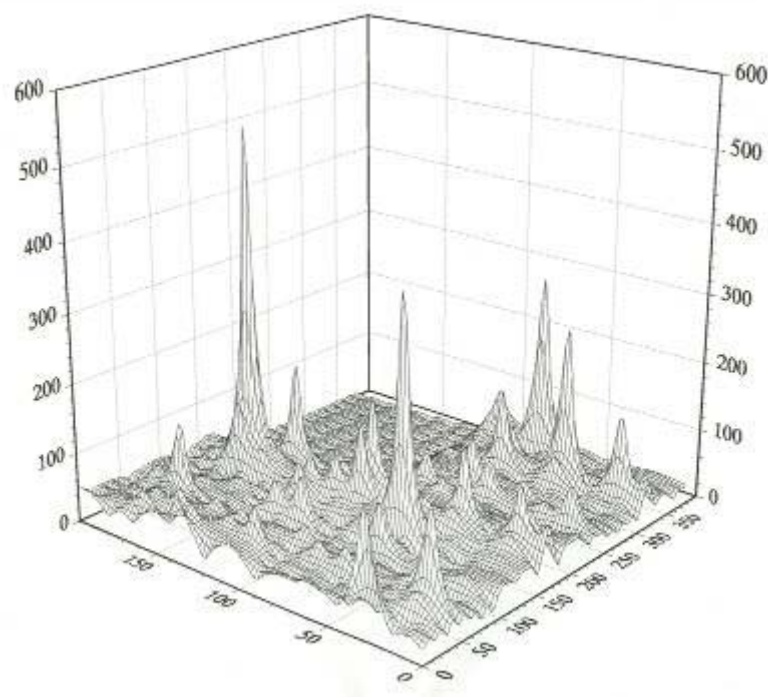


图 6-17 宁夏白芨沟矿自燃火区测值立体图

Fig.6-17 Block diagram of ningxia baiji gou coal mine spontaneous fire zone radon measurement

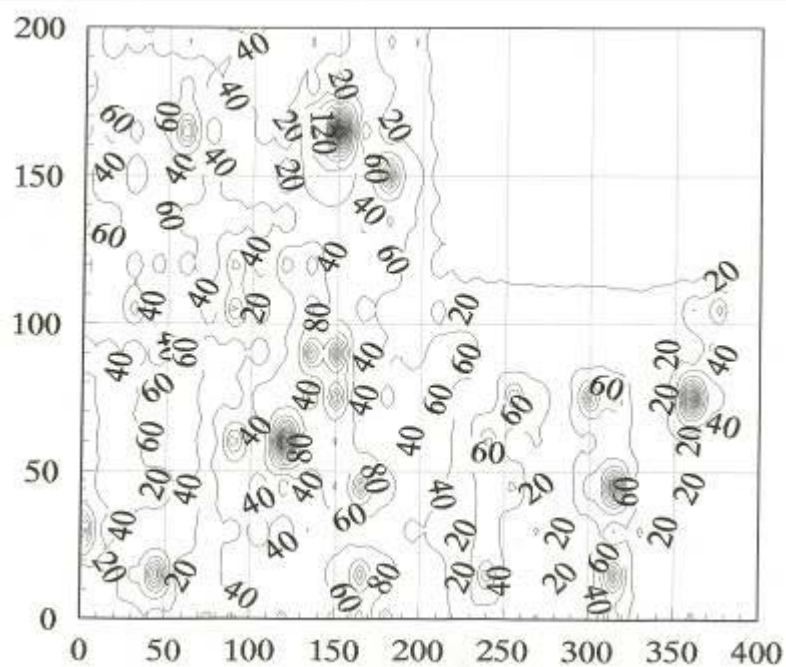


图 6-18 宁夏白芨沟矿自燃火区测值测值等值线图

Fig.6-18 Contour plot of ningxia baiji gou coal mine spontaneous fire zone radon measurement

6.6本章小结

(1) 通过对不同自燃火区的现场实际探测，得出了各种不同条件下氢析出的正常值、自燃引起的氢异常均值及高温区域的异常值的统计情况见下表：

	平均孔隙度	埋深	区域氢射气底数	自燃引起氢异常值
晋城张岭矿	30%	30m	50 N/3min	490~783 N/3min
枣庄柴里矿	15%	500m	30 N/3min	92~133 N/3min
西山西铭矿	25%	200m	35 N/3min	>110~360 N/3min
宁夏白芨沟矿	20%	300m	40 N/3min	100~152 N/3min

(2) 覆岩孔隙率大，煤层埋藏浅，自燃引起氢的异常均值大；埋藏深，自燃引起氢的异常均值小；同一探测区域，氢析出异常大，自燃温度高。

(3) 实测表明，火区引起的氢异常均呈面积状分布，沿着漏风线路发展；而断层引起的氢异常呈带状分布，这和有关理论与多年火区治理实践是一致的。

(4) 浅埋区域自燃引起氢异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上，受其他因素干扰较小，探测效果好。

(5) 深埋区域和基岩裸露区域氢的正常析出值较小，自燃引起氢异常值一般为本区域射气底数的 2~5 倍以上，百米减少率为 0.2~0.4，有利于地面氢异常的探测。

(6) 复杂地形条件下在地面探测测场布置较为困难，但自燃引起氢异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上，有利于地面氢异常的探测。

上述结论可作为类似条件下探测自燃火源的参考。

第七章 采空区自燃危险区域数值模拟及上覆地表氦的析出规律

煤炭开采过程中,或工作面在撤架、封闭过程中,经常容易发生采空区自燃,采空区自燃高温区域的探测是治理火灾的关键,也是一项国际性的难题。本文通过在乌达矿区黄白茨矿 1293 长壁工作面采空区长达一年的连续观测,应用计算流体动力学 (Computational Fluid Dynamics) 模拟技术,对采空区自燃危险区域模拟,并在地面应用同位素测氦法探测异常区域,为进一步完善采空区自燃地面测氦法探测高温区域的技术手段提供了科学判定依据。

7.1 黄白茨矿1293长壁工作面采空区自燃危险区域模拟

7.1.1 黄白茨矿 1293 工作面概况

黄白茨矿 1293 综采工作面位于 122 上山的东北,西南为 122 上山,东北为乌达逆断层,西北为 1292 采空区,东南为 1294 工作面。见图 7-1。

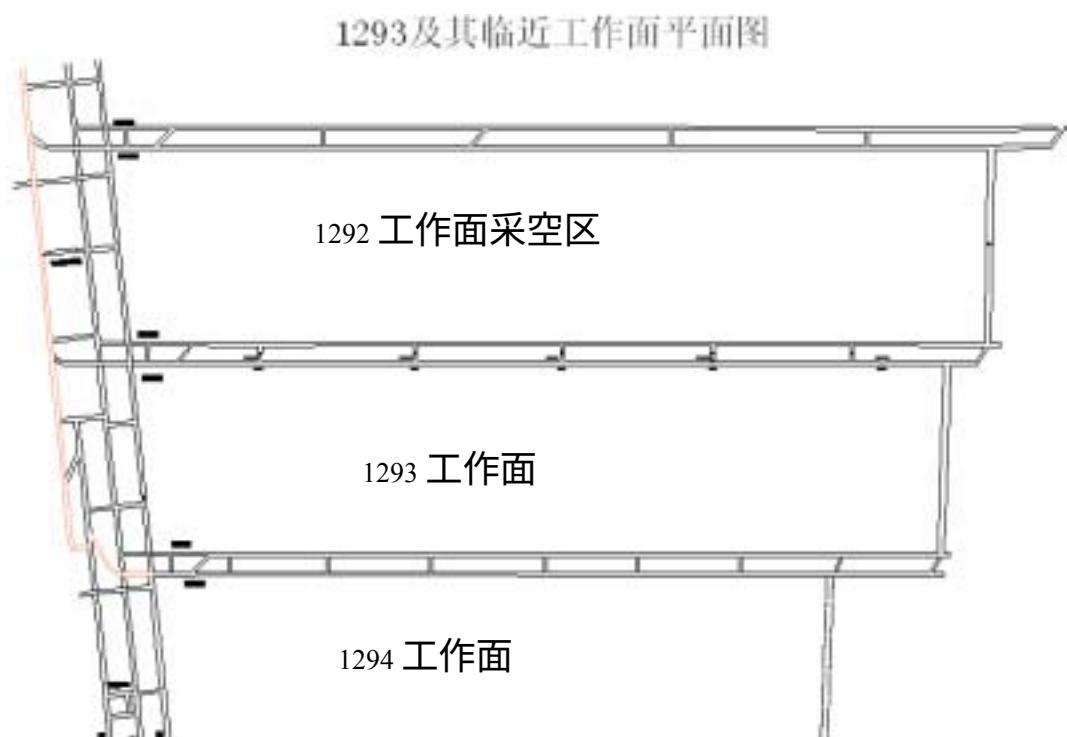


图 7-1 1293 综采工作面及相邻工作面布置系统图

Fig.7-1 Layout system of 1293 fully mechanized coal face and the adjacent face

12 层盘区沿煤层倾向布置 122 轨道上山、121 皮带上山、123 回风上山,采区工

工作面沿走向布置在 122 轨道上山北翼，与之相邻的上部 1292 面已采完，下部 1294 工作面已布置完成。本工作面为 12 盘区北翼第三个综采面，往往在停采时易产生 CO 气体，浓度约 20ppm，说明采空区浮煤有氧化现象。

本工作面所采煤层走向 $26^{\circ}\sim 44^{\circ}$ 、倾向 $116^{\circ}\sim 134^{\circ}$ 、煤层倾角 $5^{\circ}\sim 7^{\circ}$ ，煤层厚度回采部分 3.80~4.20m、工作面走向长 815m、倾斜长 192m、斜面积 156480m^2 ，煤层最大采厚 3.8m、容重 $1.45\text{t}/\text{m}^3$ 、工业储量 862205t。瓦斯(CH_4)绝对涌出量为 $6.5\text{ m}^3/\text{min}$ ， CO_2 绝对涌出量为 $2.28\text{ m}^3/\text{min}$ ，煤层有自然发火倾向。

工作面运输巷为机轨合一巷，巷道为矩形断面，净宽 4.4m，净高 3.3m，用于工作面落煤的外运、行人、进风。工作面回风巷净宽 3.2m，净高 3.3m。用于采面回污风、行人、进料。工作面采用 U 型通风，计算风量为 $1219.3\text{ m}^3/\text{min}$ ，实际配风量为 $1000\sim 1420\text{ m}^3/\text{min}$ 。通风路线为：

新风：

副井 → 1002 石门 → 122 轨上 → 121 皮上 → 1293 运 → 工作面

污风：

工作面 → 1293 回 → 123 回上 → 10#风机 → 地面

7.1.2 采空区气体监测

为确定长壁工作面采空区三维流场气体分布规律，建立 CFD 数值模型的基本参数，在现场对工作面采空区气体分布情况进行系统监测。束管取样点布置见图 7-2。

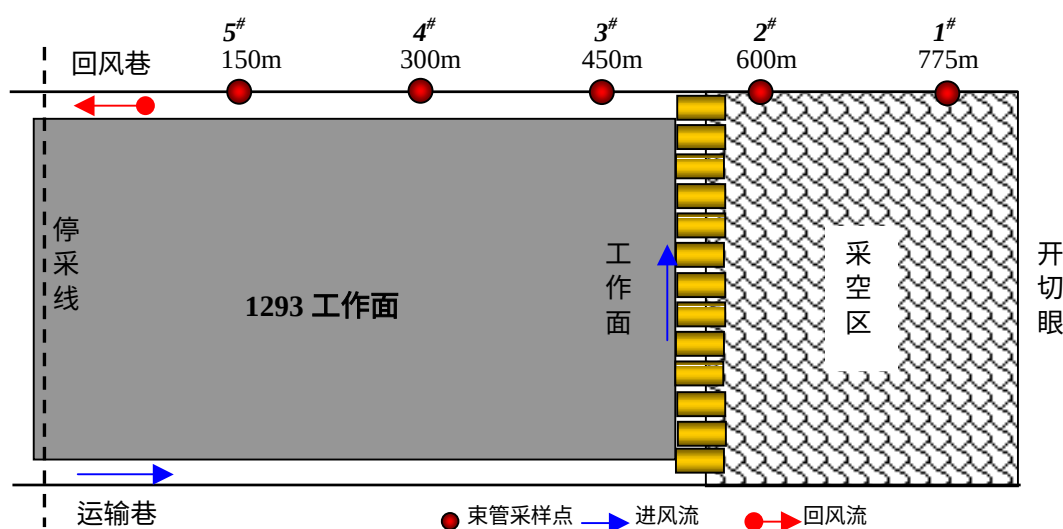


图 7-2 束管取样点布置

Fig.7-2 Beam tube arrangement of sampling points

采空区束管采样观测采用埋管法,8 芯束管埋设在 1293 回顺靠 1292 采空区一侧,人工挖沟掩埋。在采样点设置的地点引出单芯束管,沿巷帮抬高 2m 并套上铁管加以保护,固定在巷帮,并接上束管采样器,以防止粉尘进入。

根据 1293 工作面采空区束管气体监测数据,对采空区气体分布情况进行了分析:

(1) 图 7-3 至 7-6 分别给出随着工作面推进 1[#]和 2[#]测点氧气 (O_2) 和氮气 (N_2) 浓度变化情况。图 7-7 和 7-8 分别给出随着工作面推进 CH_4 和 CO_2 的浓度变化。结果表明:

①随着工作面推进,采空区回风侧氧气浓度逐渐降低,工作面 250m 后氧气浓度降至 10%以下,氮气浓度逐渐升高至 90%,采空区深部逐渐形成惰化区;

②采空区边缘氧气浓度基本在 6%以上,具备自然发火的供氧条件,尤其是工作面后 250~300m 采空区边缘,氧气浓度基本在 10%以上,有利于遗煤自燃;

③ CH_4 和 CO_2 气体的 CO_2 的浓度较低,而且 1[#]测点变化幅度较大,可能受到风压变化或漏风影响,表明 1293 采空区回顺侧靠近开切眼区域与 1292 采空区具有一定的联通性,不利于 1293 采空区的自我惰化;

④由于 1293 采空区运顺侧为工作面进风侧,且通过联络巷与下部 1294 工作面连接,可以预测采空区氧气浓度将高于回风侧,采空区内一定区域更有利于遗煤自燃。

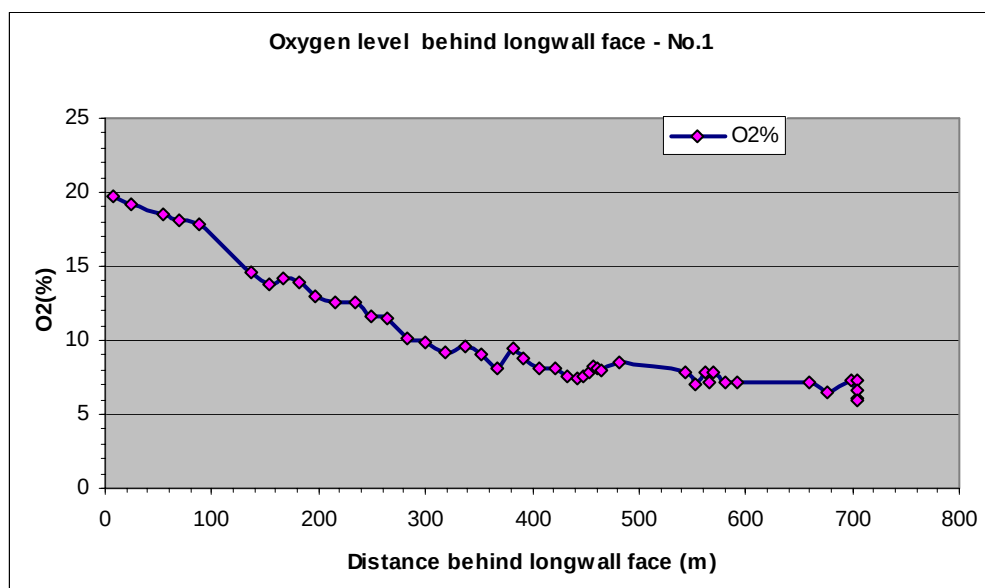


图 7-3 随工作面推进 1[#]测点氧气 (O_2) 浓度变化情况

Fig.7-3 O_2 density change condition of 1[#] spot Along with working surface advancement

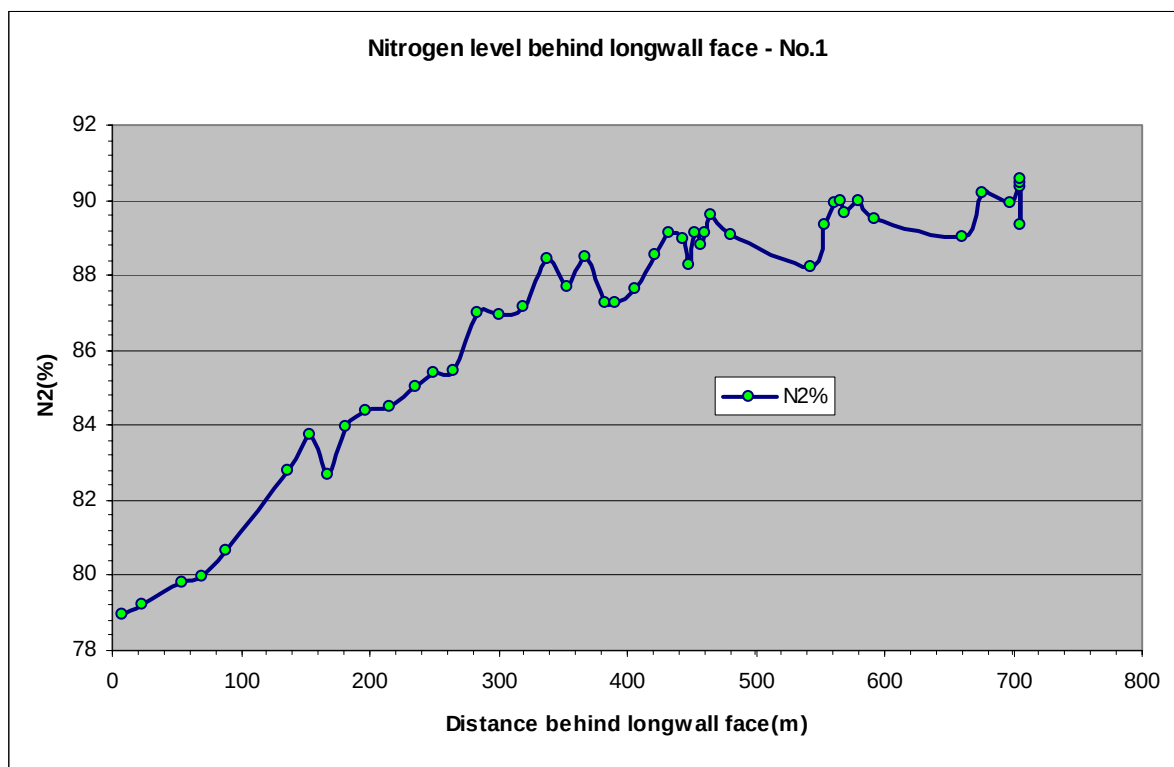


图 7-4 随工作面推进 1[#]测点氮气 (N₂) 浓度变化情况

Fig.7-4 N₂ density change condition of 1[#] spot Along with working surface advancement

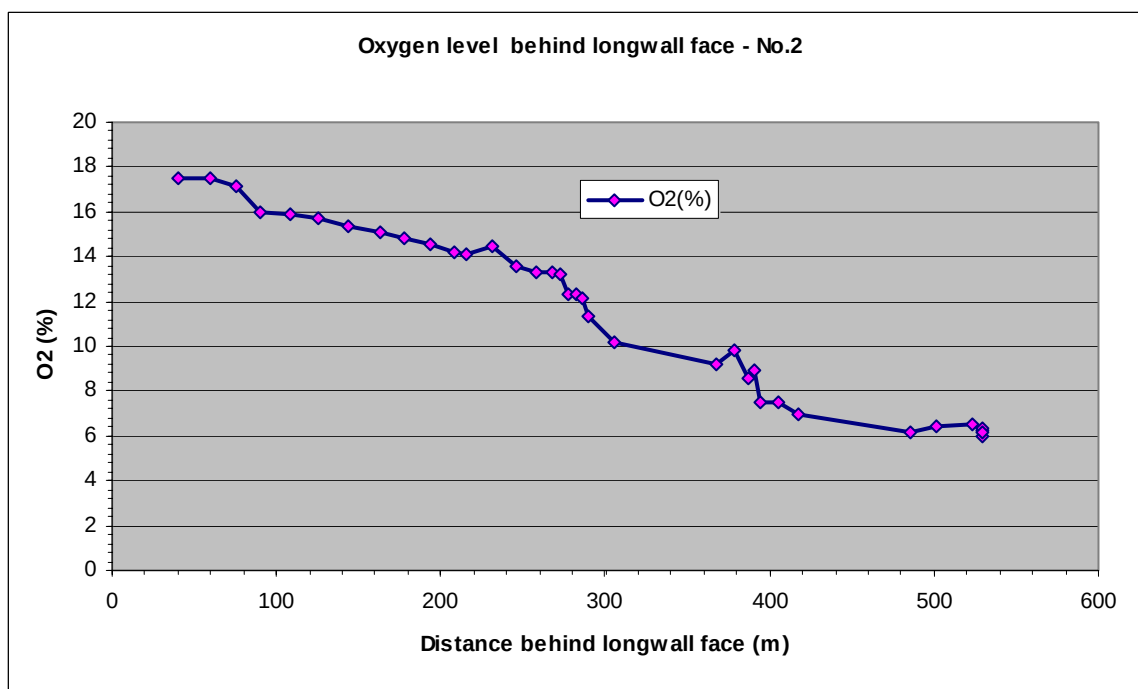


图 7-5 随工作面推进 2[#]测点氧气 (O₂) 浓度变化情况

Fig.7-5 O₂ density change condition of 2[#] spot Along with working surface advancement

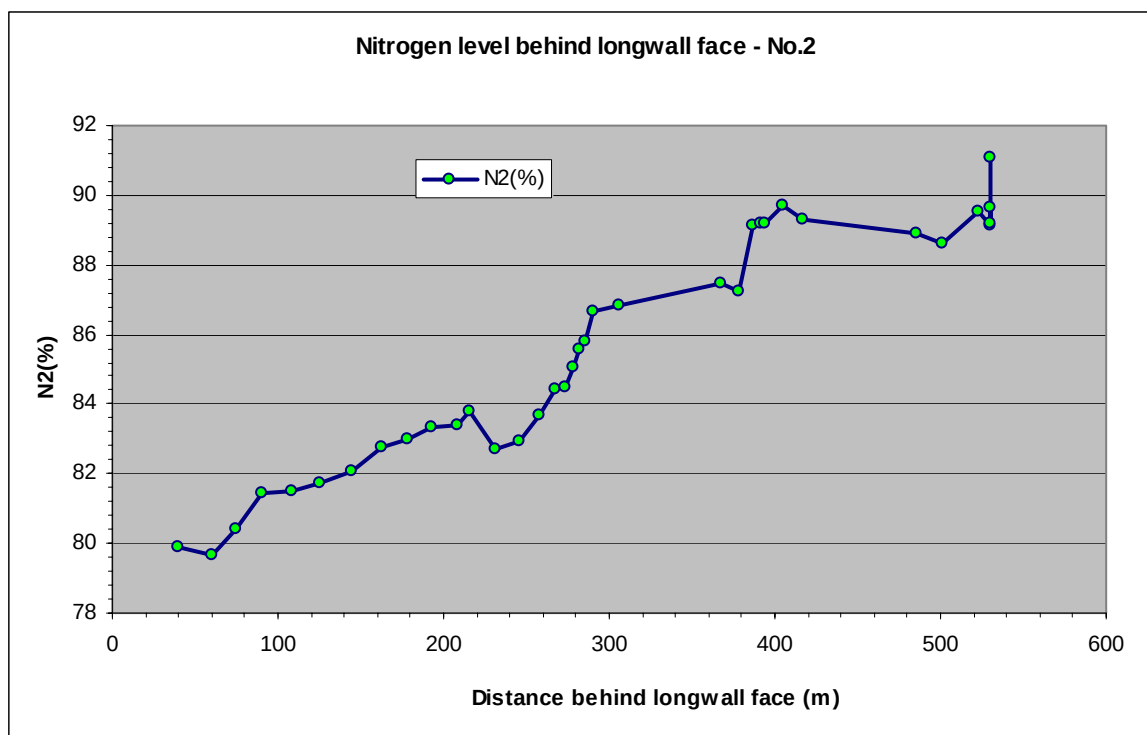


图 7-6 随工作面推进 2[#]测点氮气 (N₂) 浓度变化情况

Fig.7-6 N₂ density change condition of 2[#] spot Along with working surface advancement

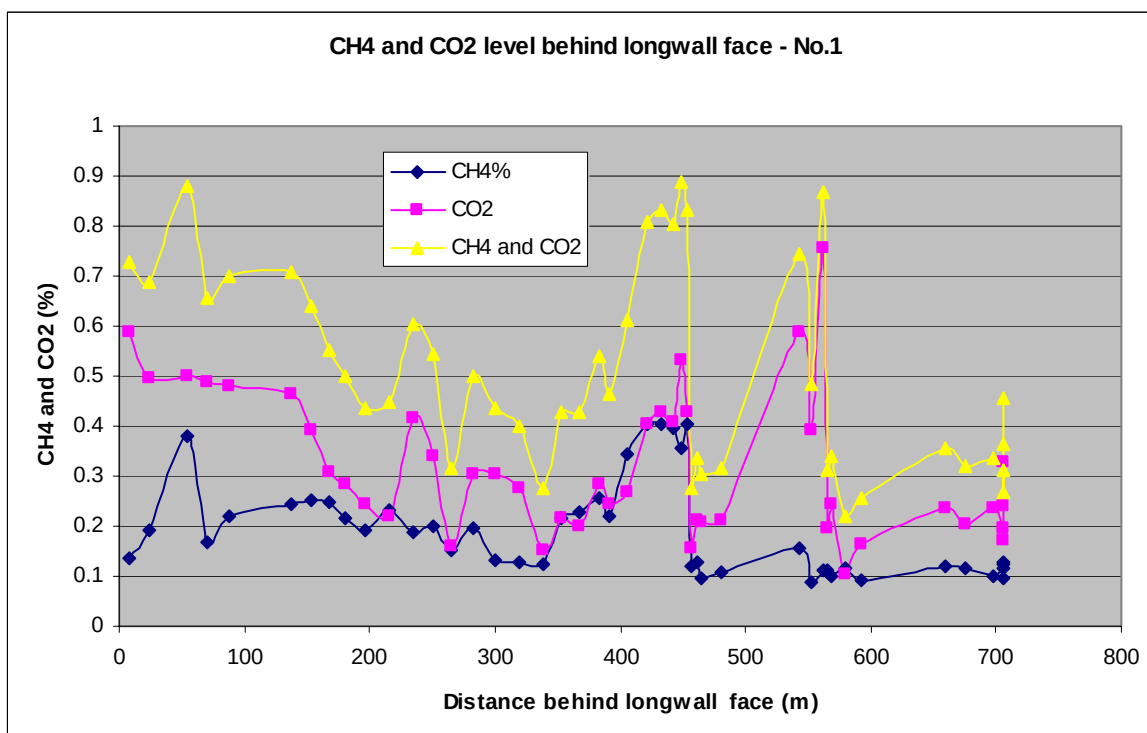


图 7-7 随着工作面推进 1[#]测点 CH₄ 和 CO₂ 的浓度变化

Fig.7-7 CH₄ and CO₂ density change condition of 1[#] spot Along with working surface advancement

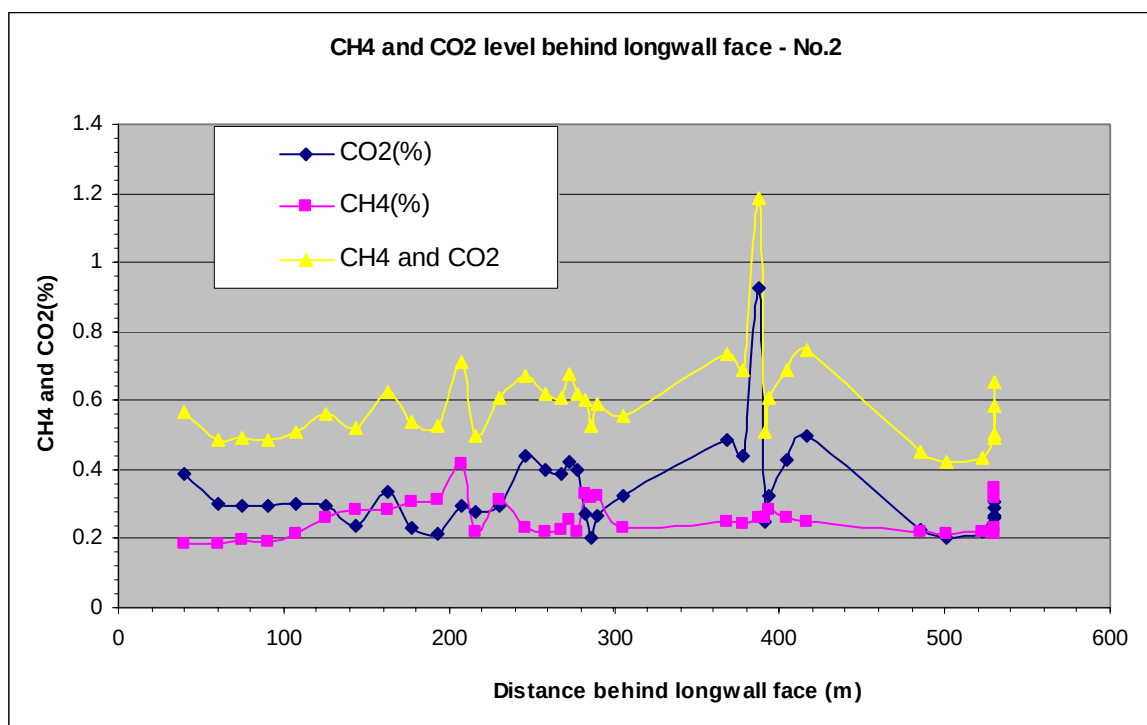


图 7-8 随着工作面推进 2[#]测点 CH₄ 和 CO₂ 的浓度变化

Fig.7-8 CH₄ and CO₂ density change condition of 2[#] spot Along with working surface advancement

(2) 图 7-9 至 7-14 分别给出随着工作面推进不同测点采空区气体 (O₂、N₂、CH₄ 和 CO₂) 浓度变化情况。监测结果表明：

①工作面回采初期 (1[#]测点距工作面 215m)，采空区尚未充分垮落压实，回顺侧氧气浓度高于 12%；

②工作面回采中期 (1[#]测点距工作面 350~440m)，采空区逐渐垮落压实，回顺侧靠近开切眼氧气浓度逐渐降低至 9%；但工作面后 250m 范围内，氧气浓度仍然高于 13%；100m 范围内氧气浓度在 15%以上。

③工作面回采后期 (1[#]测点距工作面 660~700m)，采空区大部分区域逐渐垮落压实，工作面后 380m 氧气浓度降至 6%左右，不利于遗煤自燃。

④整体而言，采空区富氧区域范围较大，尤其是靠运顺侧采空区，具备遗煤自燃的供氧条件。

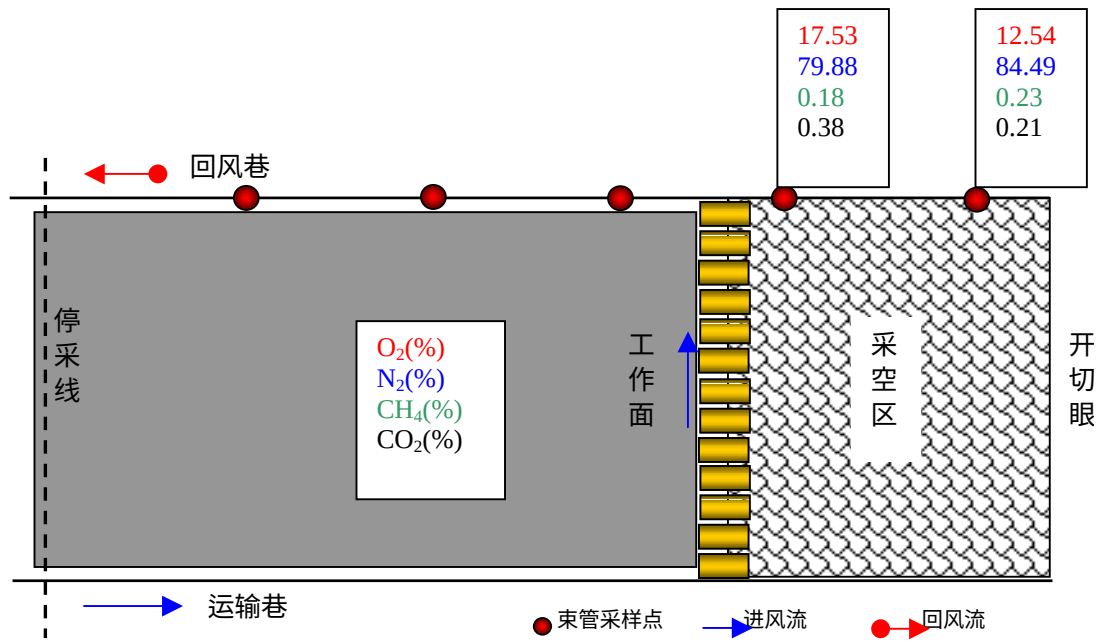


图 7-9 1#测点距工作面 215m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-9 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 215m

(采样时间：2008 年 4 月 29 日；2#测点距工作面 40m)

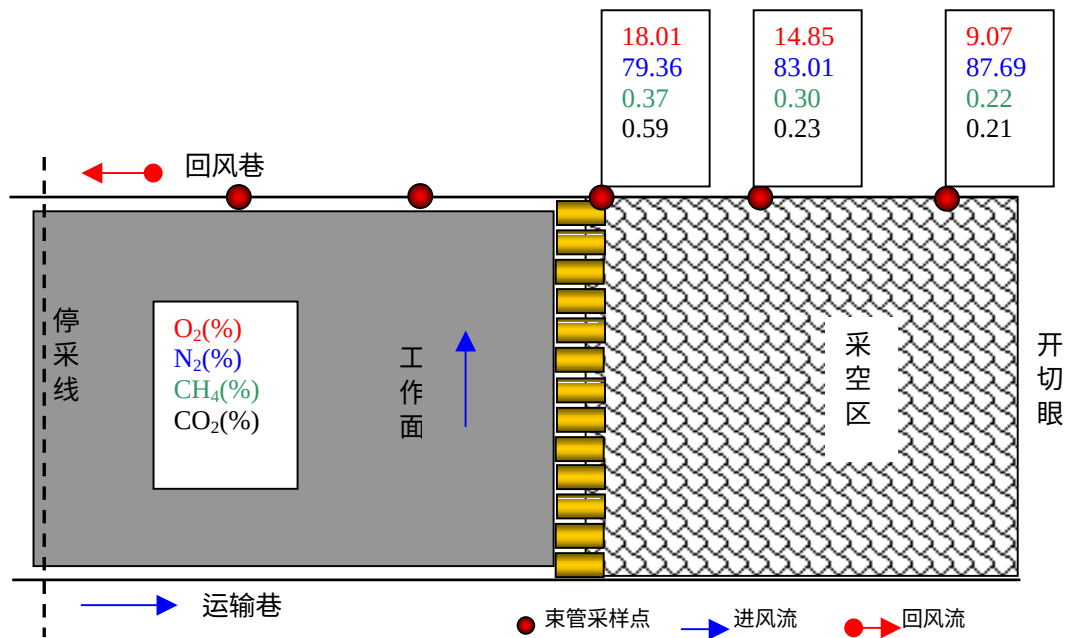


图 7-10 1#测点距工作面 353m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-10 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 353m

(采样时间：2008 年 5 月 26 日；3#测点距工作面 28m)

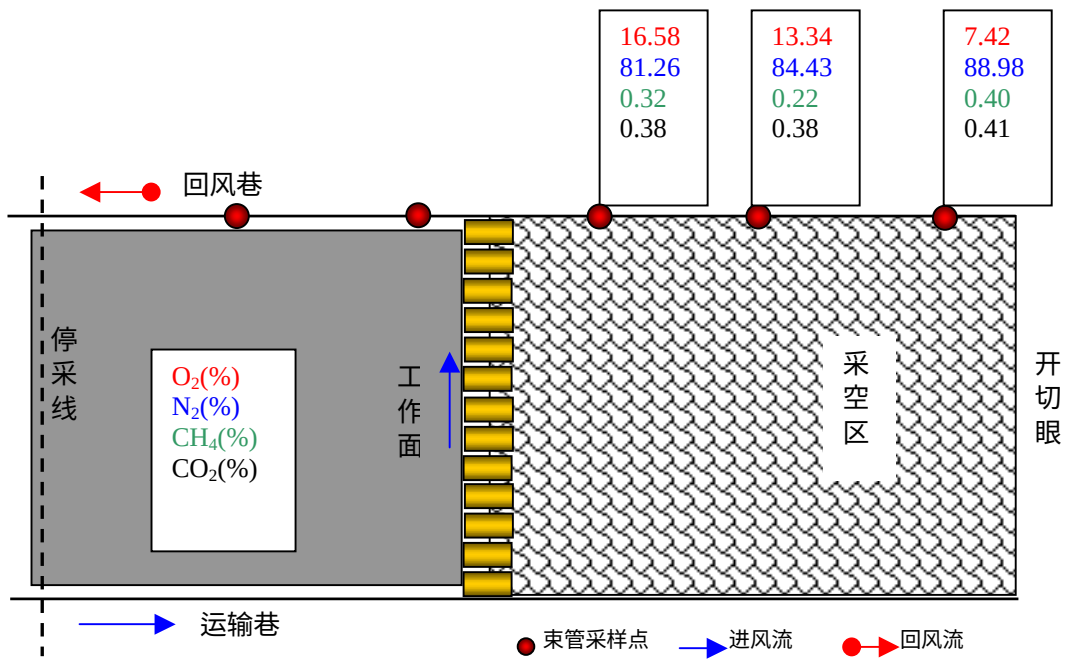


图 7-11 1#测点距工作面 443m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-11 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 443m

(采样时间：2008 年 6 月 20 日；3#测点距工作面 118m)

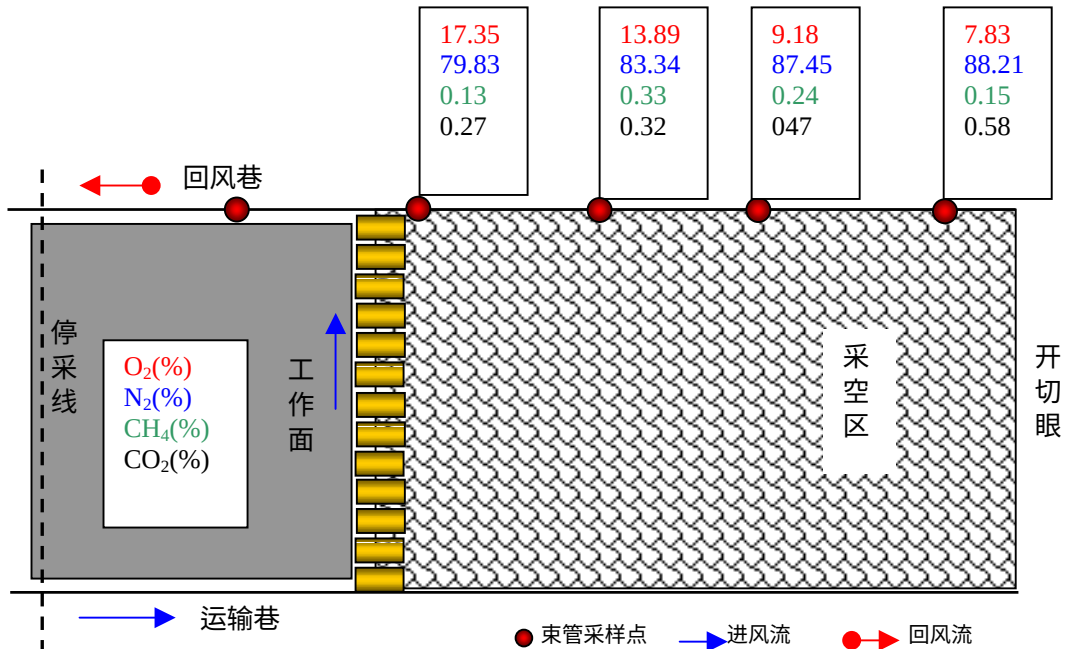


图 7-12 1#测点距工作面 543m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-12 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 543m

(采样时间：2008 年 7 月 21 日；4#测点距工作面 68m)

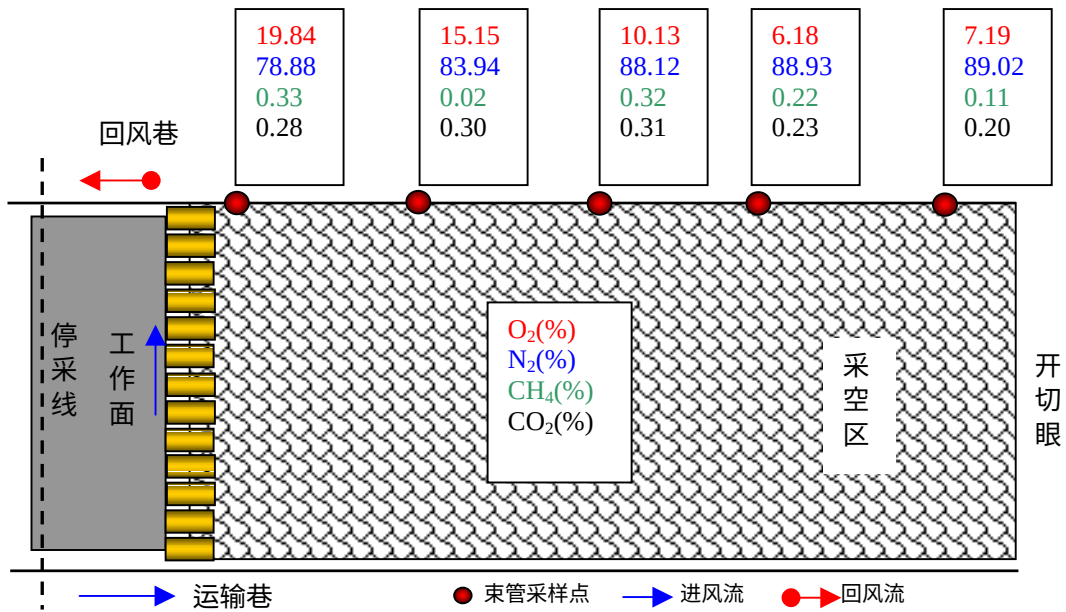


图 7-13 1#测点距工作面 660m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-13 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 660m

(采样时间：2008 年 8 月 19 日；5#测点距工作面 35m)

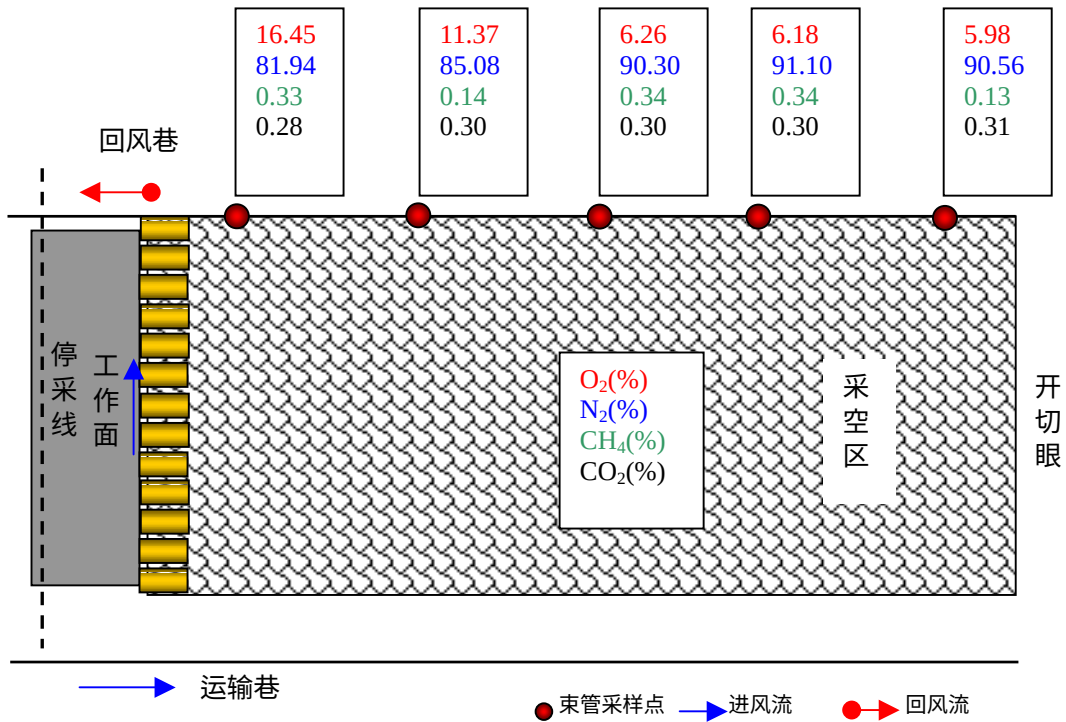


图 7-14 1# 测点距工作面 705m 采空区气体浓度变化情况

Fig.7-14 Mined-out gas density change situation when 1# measuring point apart from the working surface 705m

(采样时间：2008 年 9 月 22 日；5#测点距工作面 80m)

说明 SF₆ 随沿 1293 工作面运输顺槽及采空区边缘运移, 经工作面开切眼未压实的采空区漏风, 依次到达 1[#]和 4[#]测点。

- SF₆ 示踪气体经未压实采空区渗漏, 逐渐汇至回风侧测点, 会同工作面运输顺槽及采空区边沿示踪气体流, 形成第二个较宽的 SF₆ 气体峰值。

表 7-1 SF₆ 示踪气体释放测试数据表

Table 7-1 SF₆ release and test data chart

1 [#] 采样点 时间/小时	1 [#] 采样点 浓度/ppm	2 [#] 采样点 时间/小时	2 [#] 采样点 浓度/ppm	3 [#] 采样点 时间/小时	3 [#] 采样点 浓度/ppm	4 [#] 采样点 时间/小时	4 [#] 采样点 浓度/ppm
0.00	0.0000	0.00	0.0000	0.00	0.0000	0.00	0.0000
0.33	0.0000	0.36	0.0000	0.39	0.0000	0.42	0.0023
0.67	0.0000	0.70	0.0000	0.73	0.0082	0.76	0.0034
1.00	0.0086	1.03	0.0536	1.06	0.0185	1.09	0.003
1.33	0.0092	1.36	0.0209	1.39	0.0121	1.42	0.0055
1.67	0.0053	1.70	0.0229	1.73	0.022	1.76	0.0079
2.00	0.0081	2.03	0.0203	2.06	0.0135	2.09	0.0106
2.67	0.7448	2.70	0.5278	2.73	0.355	2.76	0.1656
3.33	0.9369	3.36	0.5716	3.39	0.538	3.42	0.2987
4.00	0.7509	4.03	0.6477	4.06	0.3084	4.09	0.1268
5.00	0.2321	5.03	0.3019	5.06	0.1143	5.09	0.0593
6.00	0.1132	6.03	0.209	6.06	0.1804	6.09	0.0419
7.00	0.15	7.03	0.158	7.06	0.187	7.09	0.058
9.00	0.075	9.03	0.074	9.06	0.0388	9.09	0.036
11.00	0.12	11.03	0.07	11.06	0.106	11.09	0.05
13.00	0.075	13.03	0.06	13.06	0.0894	13.09	0.048
17.00	0.027	17.03	0.032	17.06	0.023	17.09	0.024
25.00	0.042	25.03	0.0402	25.06	0.0422	25.09	0.037
35.00	0.0385	35.03	0.034	35.06	0.0381	35.09	0.03
40.00	0.0135	40.03	0.0156	40.06	0.017	40.09	0.012
45.00	0.0072	45.03	0.0065	45.06	0.02	45.09	0.0121
55.00	0.0122	55.03	0.0035	55.06	0.029	55.09	0.0416
65.00	0.0495	65.03	0.0067	65.06	0.012	65.09	0.0915
70.00	0.0973	70.03	0.0092	70.06	0.008	70.09	0.1312
75.00	0.1012	75.03	0.0996	75.06	0.1327	75.09	0.154
80.00	0.2319	80.03	0.2415	80.06	0.2598	80.09	0.174

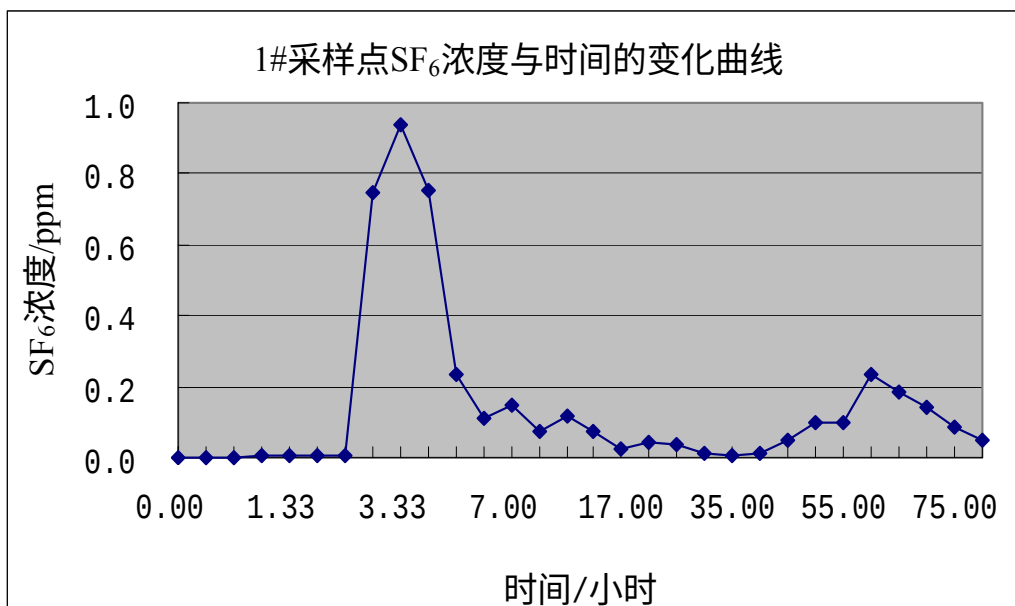
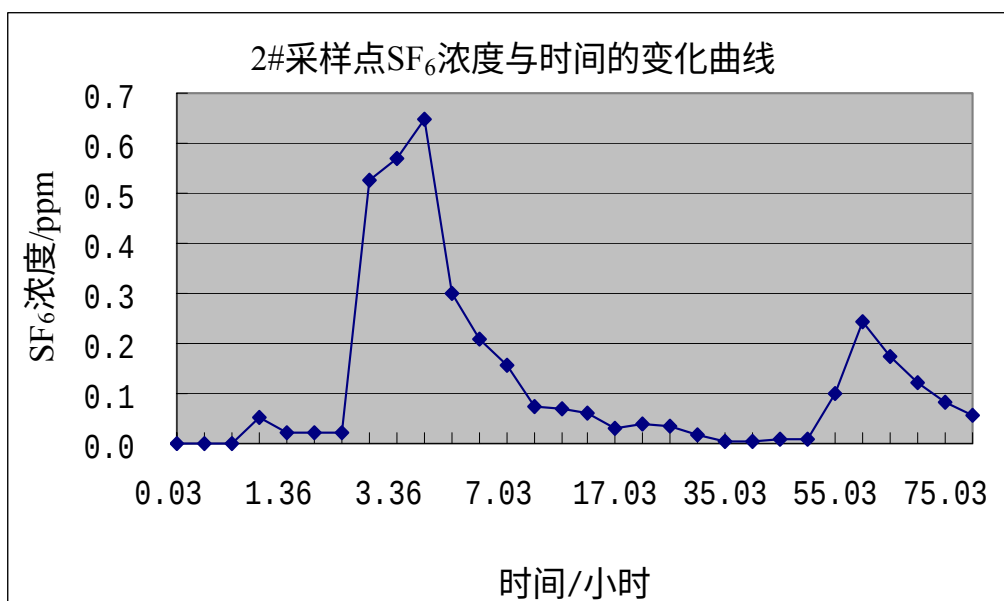


图 7-16 1#采样点 SF₆ 浓度与时间变化曲线

Fig.7-16 SF₆ density and time change curve of 1# sampling spot



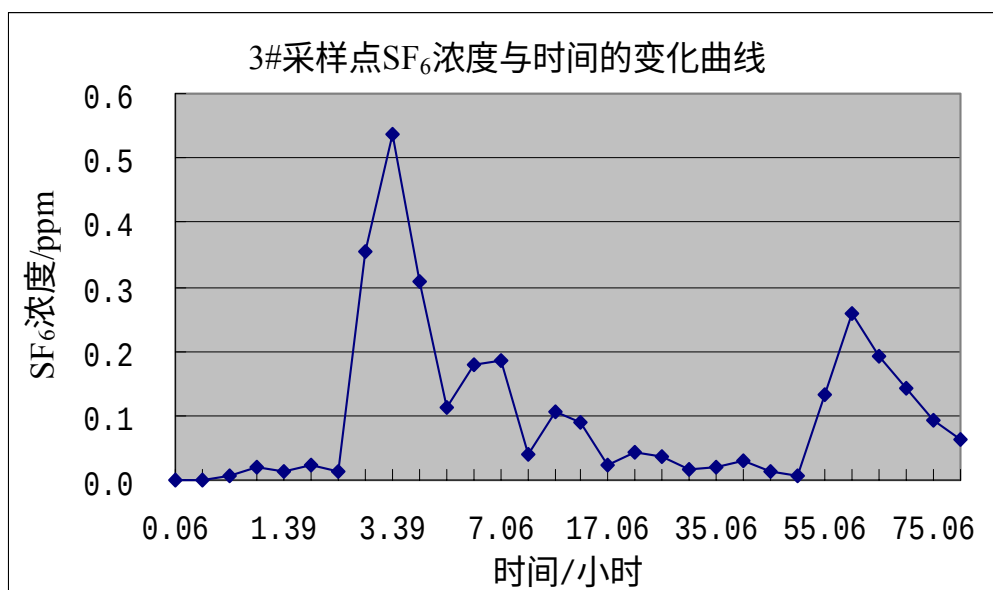


图 7-18 3#采样点 SF₆ 浓度与时间变化曲线

Fig.7-18 SF₆ density and time change curve of 3# sampling spot

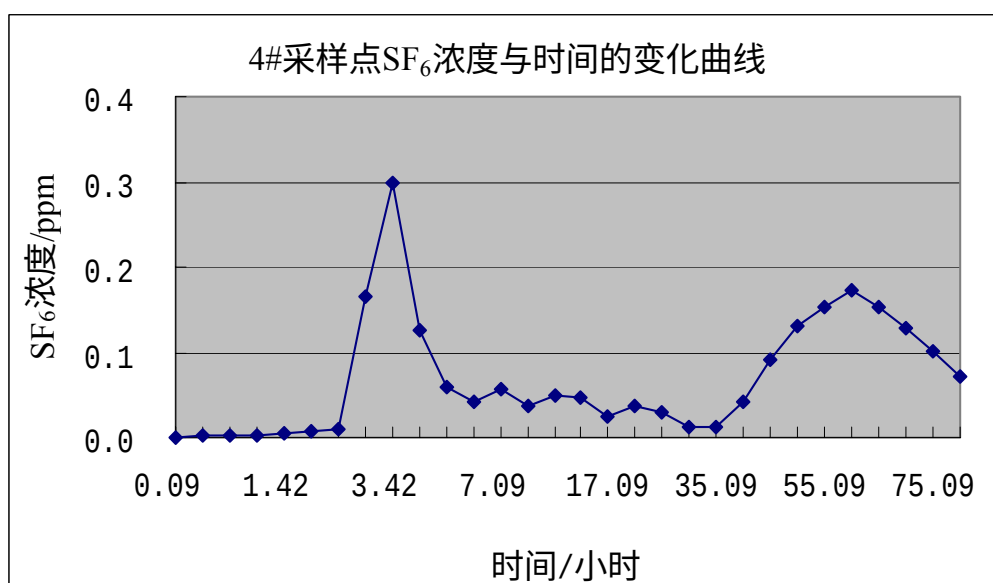


图 7-19 4#采样点 SF₆ 浓度与时间变化曲线

Fig.7-19 SF₆ density and time change curve of 4# sampling spot

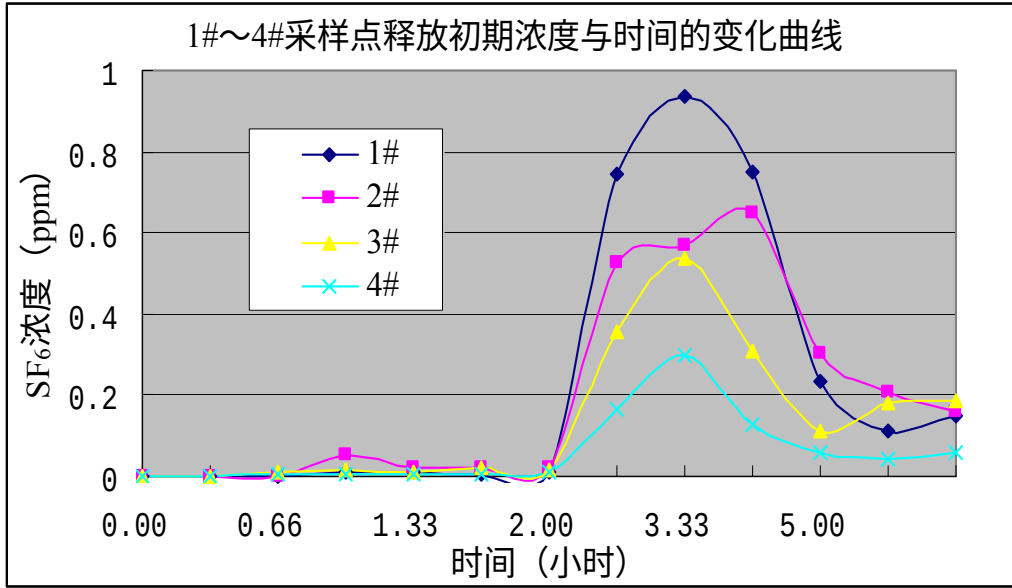

 图 7-20 1#~4#采样点 SF₆ 浓度与时间变化曲线

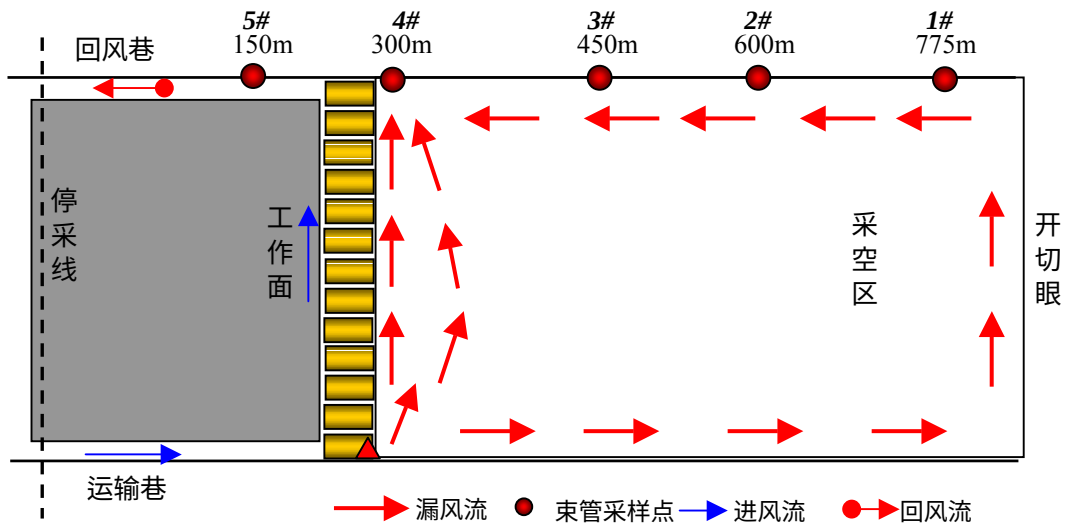
 Fig.7-20 SF₆ density and time change curve of 1#~4# sampling spot


图 7-21 根据示踪气体试验结果分析采空区漏风的示意图

Fig.7-21 Layout of the mined-outzone air leak according to the tracer gas test result

7.1.4 1293 工作面采空区瓦斯流动规律的 CFD 模拟

(1) 长壁工作面采空区瓦斯运移模型的建立与解算

计算流体力学 (CFD) 的基础建立在 Navier-Stokes 方程, 这是一组描述流体守恒定律的偏微分方程。利用爱因斯坦的张量符号, Navier-Stokes 方程表述为:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (7-1)$$

$$\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} + \rho u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j} \quad (7-2)$$

$$\rho \frac{\partial H}{\partial t} + \rho u_j \frac{\partial H}{\partial x_j} = \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial (\sigma_{ji} u_i - q_j)}{\partial x_j} \quad (7-3)$$

其中 t —时间 (time) ;

x —空间位置 (position) ;

u —速度 (velocity, all components) ;

ρ —密度 (density) ;

p —压力 (pressure) ;

H —全焓 (热函) (total enthalpy) ;

σ —粘力张量 (viscous stress tensor) ;

q —热流量 (heat flux)。

假设长壁工作面采空区为多孔介质, 采空区气体运移规律符合质量和动量守恒方程, 多孔介质中的动量方程表达为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \mu_i) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho \mu_i \mu_j) = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i + S_i \quad (7-4)$$

其中 S_i —多孔介质中的动量损失源 (momentum sink), 由粘性 (viscous loss term) 和惯性 (inertial loss term) 损失两部分组成:

$$S_i = \frac{1}{\alpha} \mu v_i + 0.5 C_2 \rho v_i |v_i| \quad (7-5)$$

其中 α —采空区渗透率 (permeability) ;

C_2 —惯性阻力系数 (inertial resistance factor)

同时, 采空区气体运移符合质量守恒定律 (equation for conservation of mass), 即连续性方程 (continuity equation):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho \mu_i)}{\partial x_i} = S_m \quad (7-6)$$

其中 S_m —采空区瓦斯流入单相连续流体 (continuous phase) 的涌出量 (mass)。

本研究中，长壁工作面采空区瓦斯运移模型的建立借助了成熟的CFD商业软件FLUENT 6.3，作者对FLUENT软件提供的本构模型进行了二次开发，编写了描述采空区三维渗透率分布与动量损失源 S_i 及采空区瓦斯涌出量（源） S_m 的C++子程序，采空区三维渗透率分布由一组正切双曲线方程定义，考虑了采空区应力-渗透率的变化关系。模型将采空区分成四个非均匀象限进行计算，其三维空间分布随工作面顶底板位置变化。

采空区瓦斯的涌出量可以根据煤层的含气量及回采方式预测或现场实际监测得到，采空区内瓦斯的解吸作为源 S_m 流入连续流体连续性方程（7-6），沿走向方向（x）遵循以下线性关系：

$$S_m = Q_{CH_4} \times (1.5 - x/L) \quad (7-7)$$

其中 Q_{CH_4} ——瓦斯单位质量流（kg/s.m³）；

X——沿走向方向距工作面距离（x），m；

L——工作面走向长度，m。

描述采空区三维渗透率分布与动量损失源 S_i 及采空区瓦斯涌出量（源） S_m 的C++子程序编辑后，与FLUENT软件主解算功能模块一起，完成采空区气体运移质量和动量守恒方程的解算。

表7-2 工作面CFD模型基本参数及边界条件

Table 7-2 Parameters and boundary condition of working face CFD modeling

	模型参数	参数值
1	工作面尺寸 巷道尺寸	走向长 550m~770m、倾斜长 192m、采高 3.8m 宽 4.5m、高 3.5m
2	CFD 模型尺寸—— 顶板和底板	70m —— 底板以上采空区冒落带 60m 和底板下方 10m
3	煤层倾角	5~7°，工作面开采走向俯采
4	通风系统，风量	“U”型通风方式，工作面风量为 1100m ³ /min
5	采空区瓦斯涌出量	CH ₄ 为 6.5 m ³ /min，CO ₂ 为 2.28 m ³ /min

图 7-22 给出 C++子程序与 FLUENT 软件主解算模块连接的示意图。

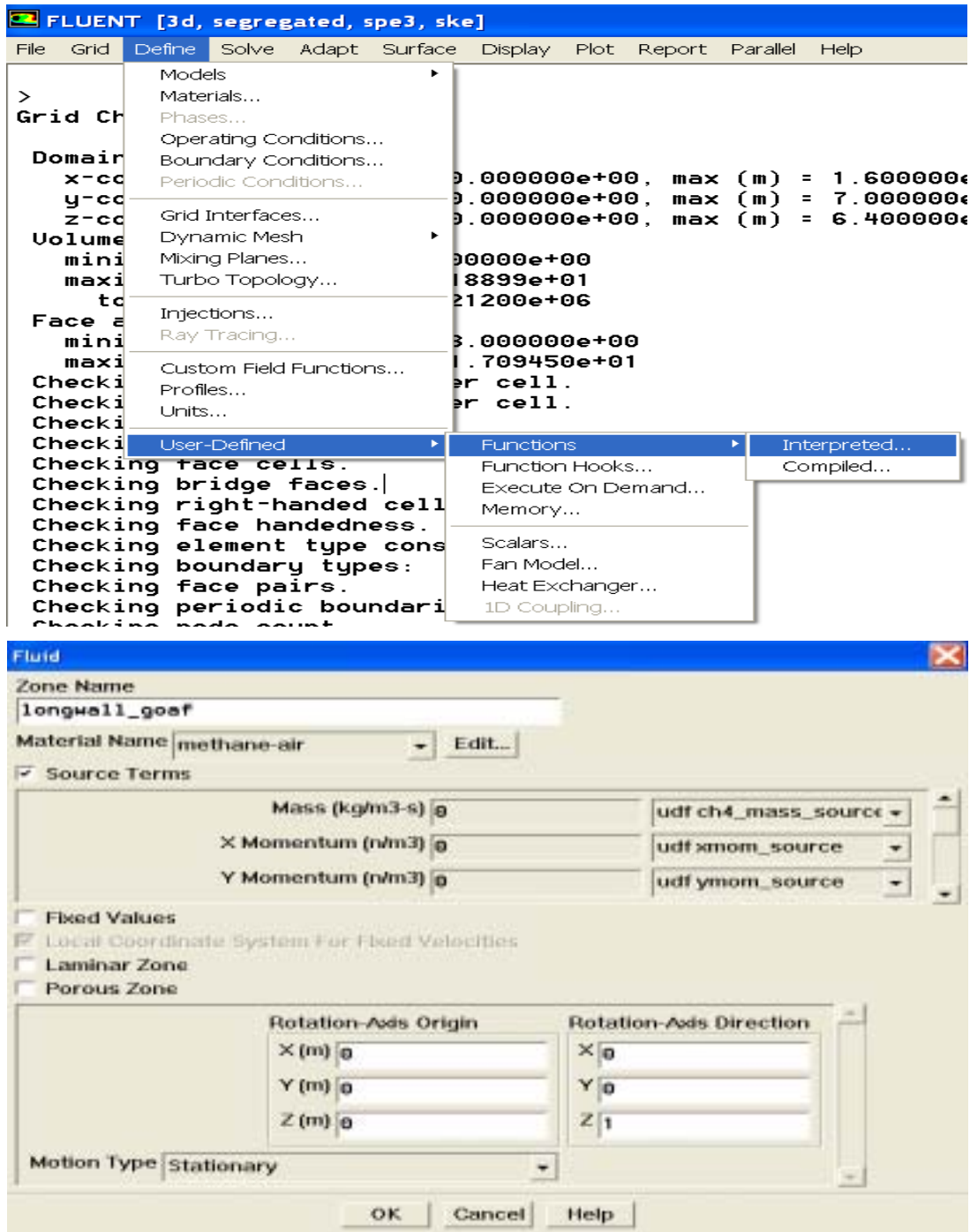


图 7-22 采空区瓦斯运移模型解算 C++子程序与 FLUENT 软件主解算模块连接

Fig.7-22 Link of C++ subprogram of mining-out gas transport model and main solution module of FLUENT software

(2) 工作面CFD模型及边界条件

根据1293工作面现场的基本情况，建立工作面回采至切眼550m和770m位置时三

维CFD模型， 并进行了解算。表7-2给出工作面CFD模型基本参数及边界条件，图7-23和7-24分别给出工作面CFD模型几何特征及计算网格方式。

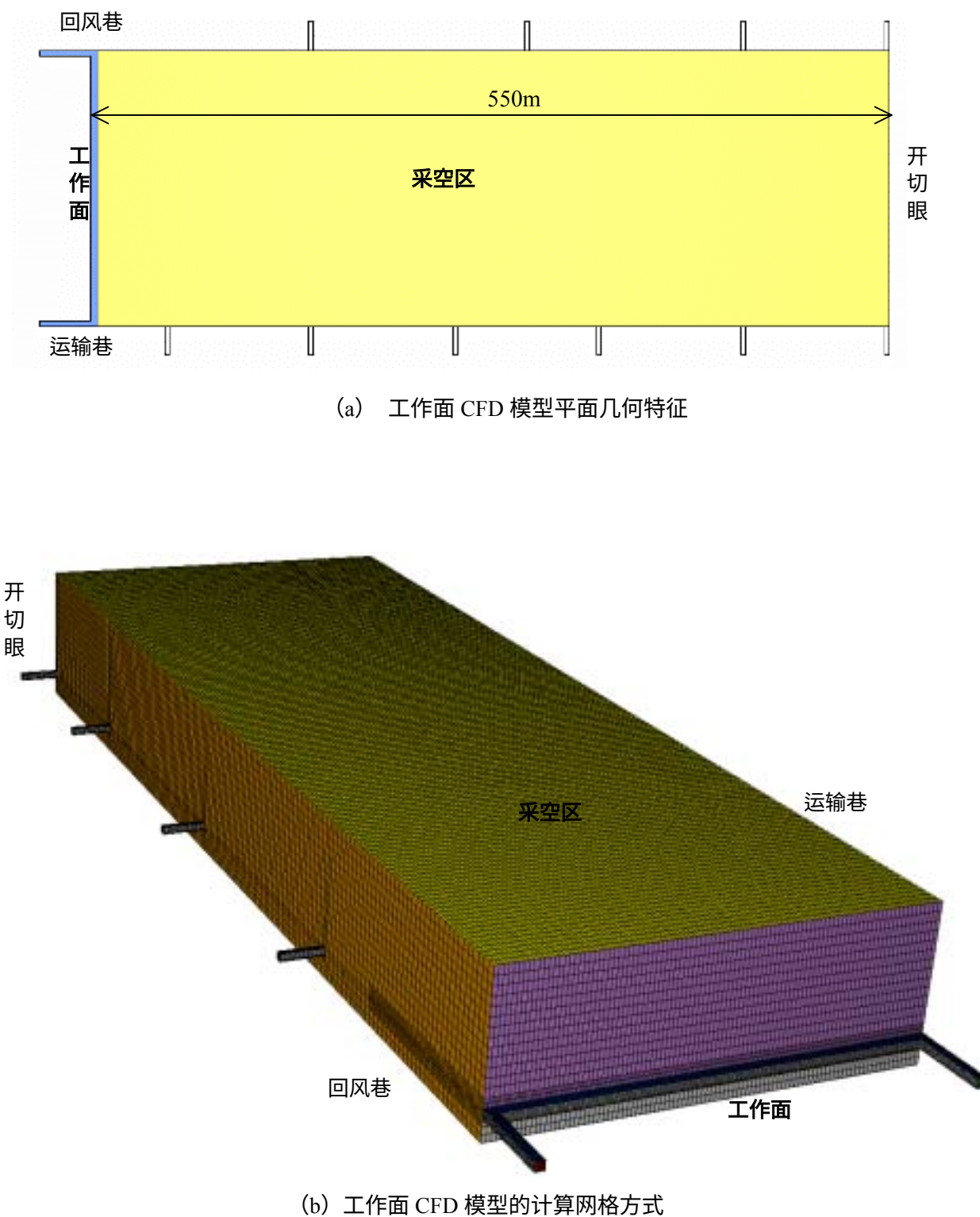
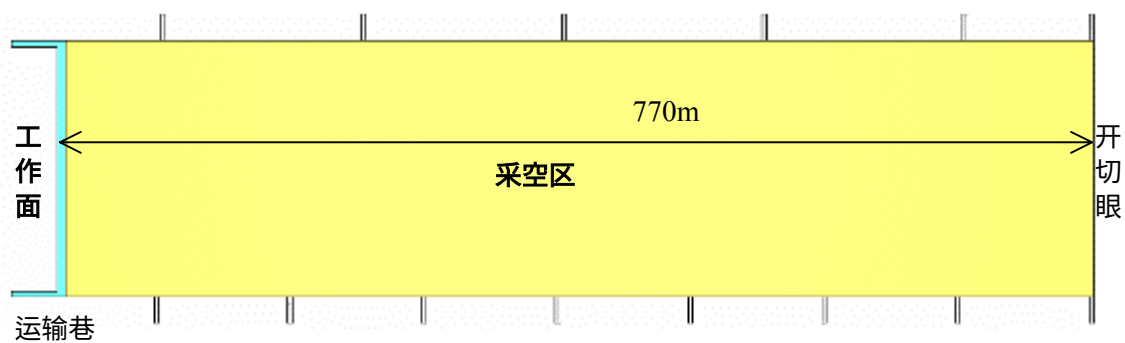
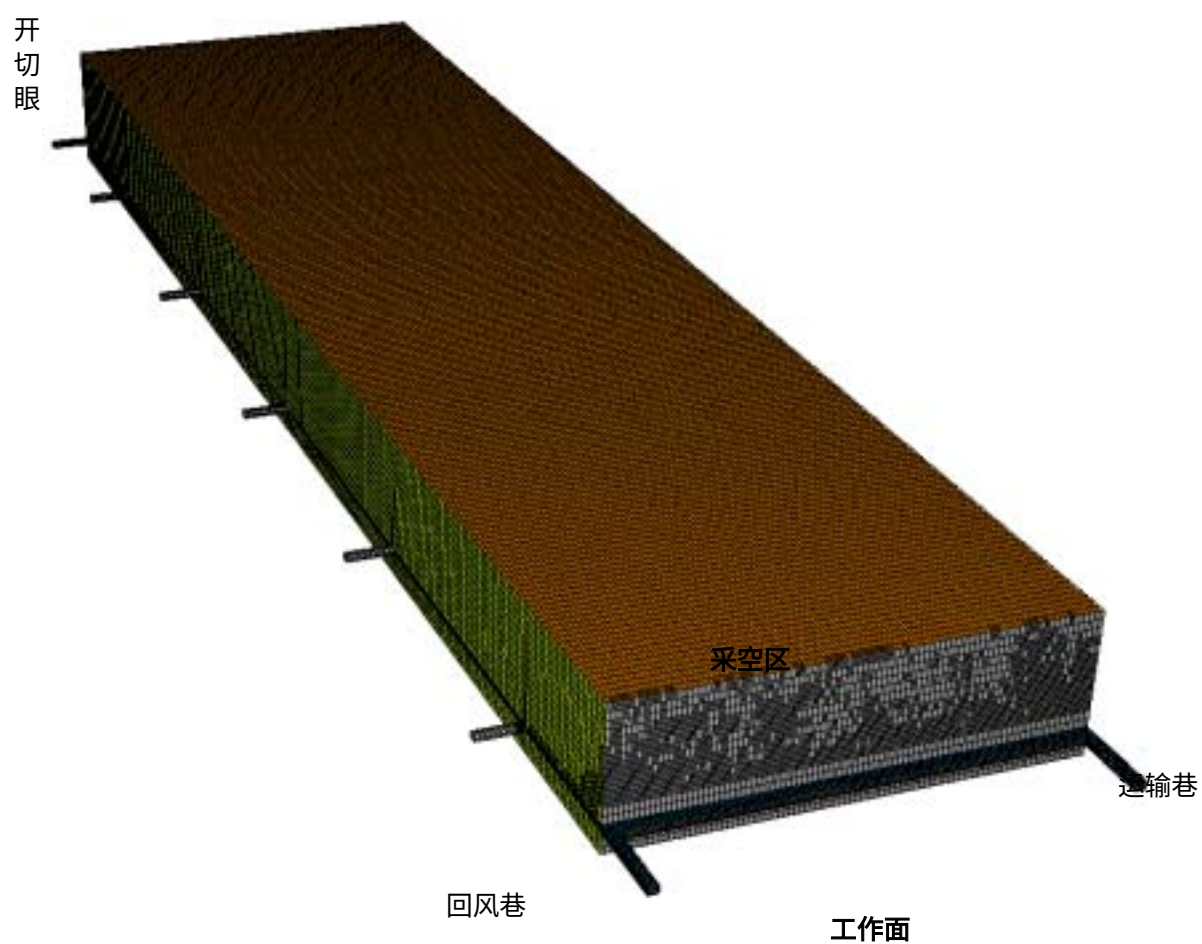


图7-23 工作面CFD模型几何特征及计算网格方式—工作面回采至切眼550m

Fig.7-23 Geometric characteristics and calculation gridding of working face CFD modeling



(a) 工作面 CFD 模型平面几何特征



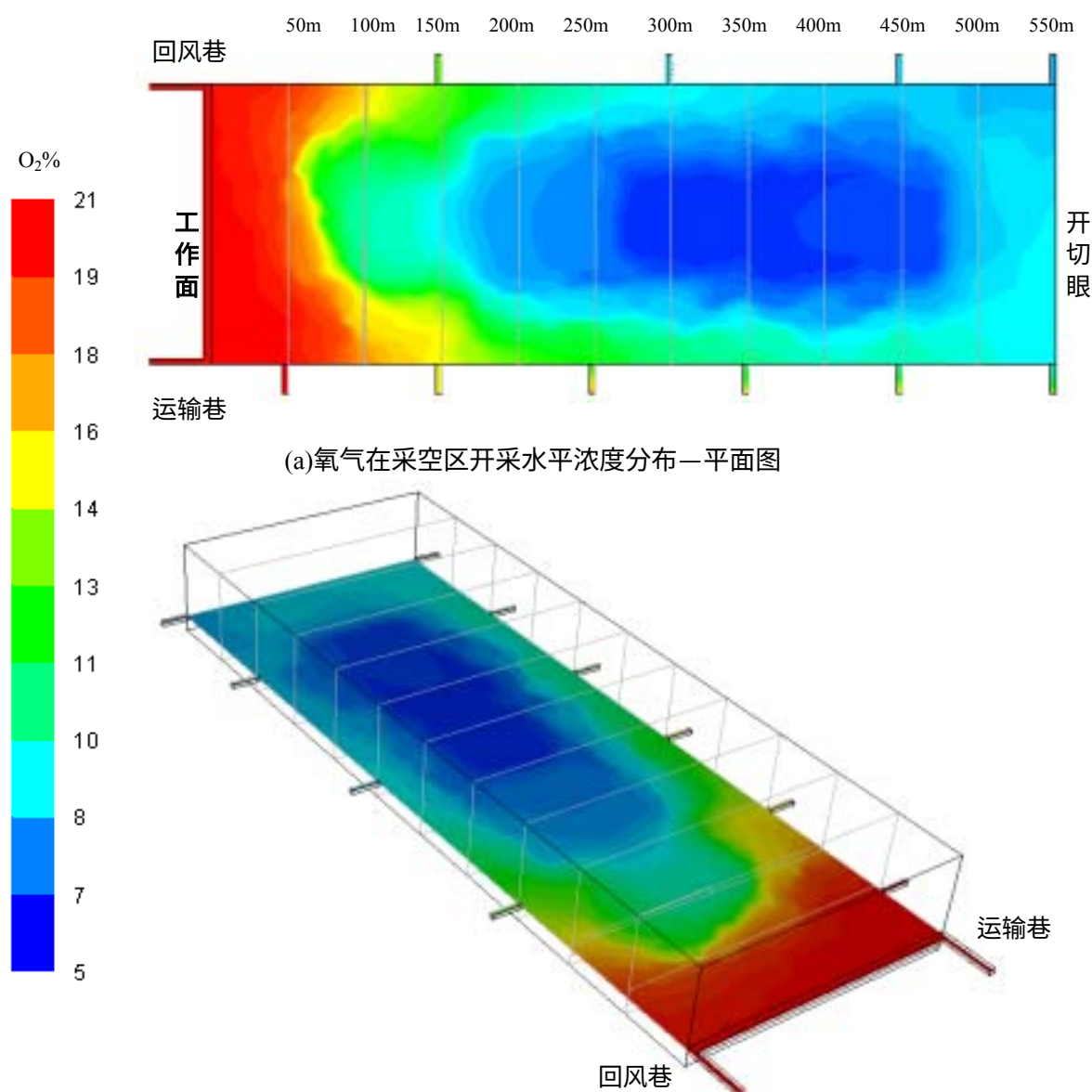
(b) 工作面 CFD 模型的计算网格方式

图7-24 工作面CFD模型几何特征及计算网格方式—工作面回采至切眼770m

Fig.7-24 Geometric characteristics and calculation gridding of working face CFD modeling

(3) CFD 模拟 1293 工作面采空区氧气分布——距离开切眼 550m

图 7-25 给出 CFD 模拟的工作面回采距离开切眼 550m 时采空区氧气浓度分布(网格给出采空区距工作面距离)。比较图 7-12 给出的束管监测采空区回风侧结果, 可以看到监测结果与模拟的氧气浓度分布基本相符合。模拟结果显示: 采空区氧气浓度分布呈不规则“O”型状, 在采空区后沿着回风侧 250m, 运顺侧 450m, 氧气浓度仍然可达 10% 以上, 具备遗煤自燃的供氧条件。可以看到除了采空区中间压实区域(蓝色), 采空区大部边缘地带氧气浓度在 5% 以上。



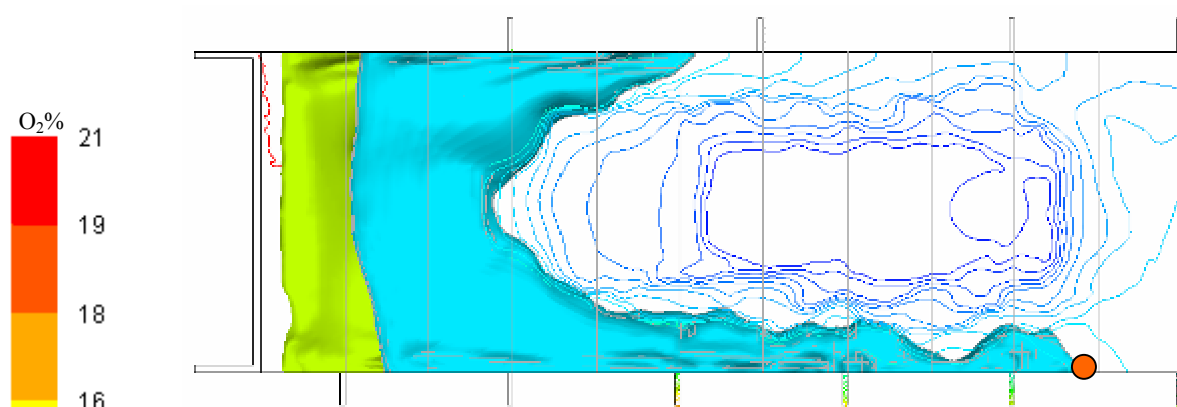
(b) 氧气在采空区开采水平浓度分布—立体图

图7-25 CFD模拟1293工作面采空区氧气分布——距离开切眼550m

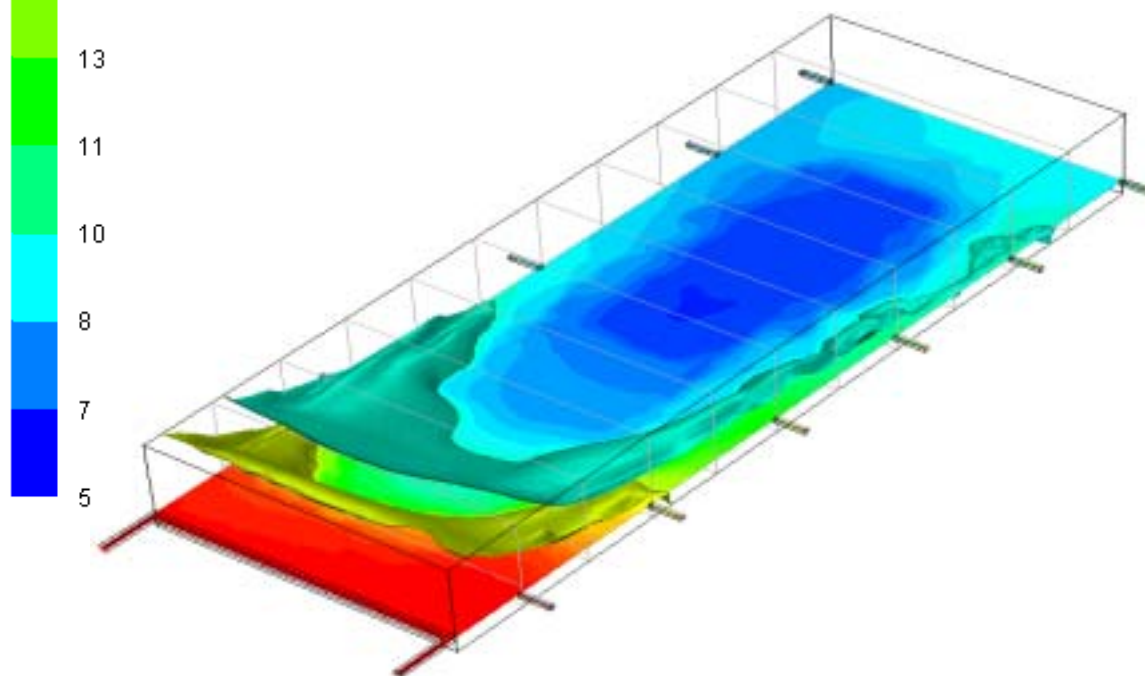
Fig.7-25 1293 working face mined-out oxygen distribution—apart from open-off cut 550m

导致 1293 工作面采空区大部区域高浓度氧气分布的主要原因包括：

- ①开采深度较浅，采空区压实较差，透气性高，尤其是沿采空区边缘，并存在采空区与地表联通的可能；
- ②瓦斯涌出量较低，采空区自我惰化性差；通风强度相对较高；
- ③工作面采空区分别与 1292 封闭采空区及 1294 工作面通过联络巷相连，提供了采空区漏风条件。



(a) 采空区氧气浓度在 10~15%区间的平面分布

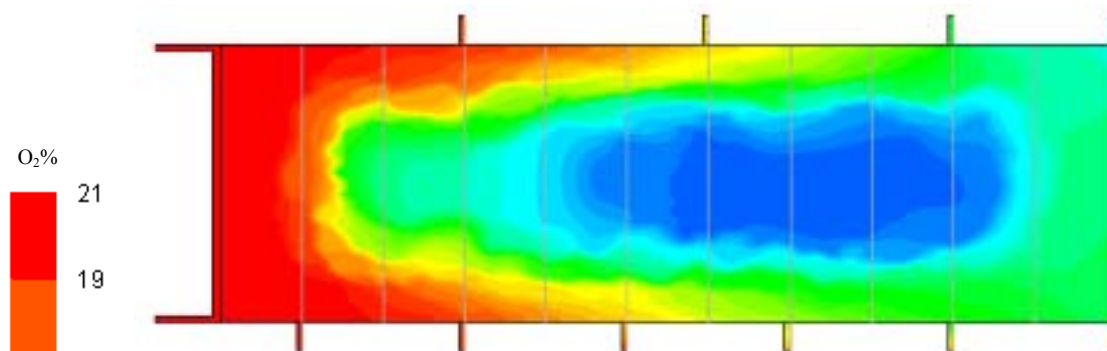


(b) 采空区氧气浓度在 10~15%区间的立体分布

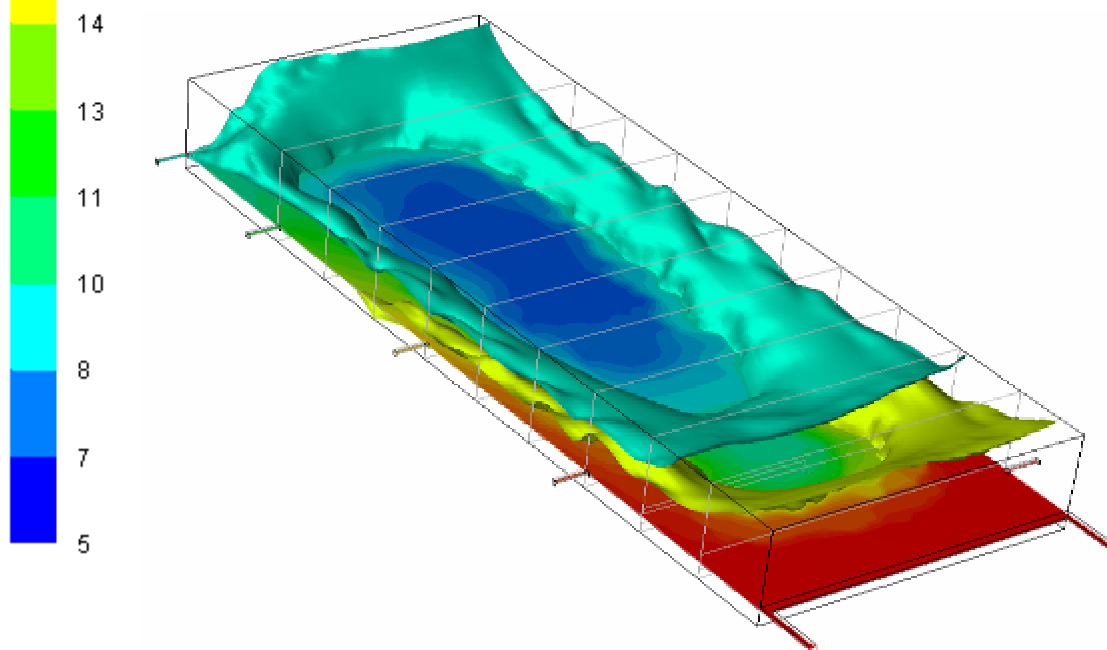
图 7-26 CFD 模拟 1293 工作面采空区氧气浓度在 10~15%区间的分布

Fig.7-26 1293 working face mined-out oxygen density distribution rang from 10~15% CFD modeling

图 7-26 给出 CFD 模拟采空区氧气浓度在 10~15%区间的分布。该区段内漏风移动速度缓慢,但供氧充分,是极其利于遗煤自燃的区域。可以看到,工作面运顺侧在距离切眼 50m 处的遗煤(红点处)在工作面推进 500m 后仍然可能处于遗煤自燃带(氧气浓度 10%)。因此,工作面推进度必须保证工作面遗煤在其发火期内处于氧化自燃带以外。



(a) 氧气在采空区开采水平浓度分布—平面图



(b) 采空区氧气浓度在 10~15%区间的立体分布

图 7-27 CFD 模拟 1293 工作面采空区漏风强度加大时氧气浓度的分布

Fig.7-27 1293 working face mined-out oxygen density distribution with increasing intensity of air leakage

根据乌达矿业公司黄白茨矿提供的资料表明, 1293 工作面开采煤层具有自然发火倾向, 发火期为 12 个月。按照目前工作面推进度 3~5m/天, 1293 工作面将在其自然发火期内顺利完成。值得注意的是, 采煤层的自然发火期是受许多因素影响的, 当有利于煤自然发火的条件具备时, 其实验室测定的自然发火期会大大缩短。如图 7-27 所示, 如果 1293 工作面由于联络巷密闭较差, 造成其采空区分别与 1292 封闭采空区及 1294 工作面相连, 采空区漏风强度加大, 其有利于遗煤自燃的区域 (氧气浓度在 10~15%) 会大大增加。

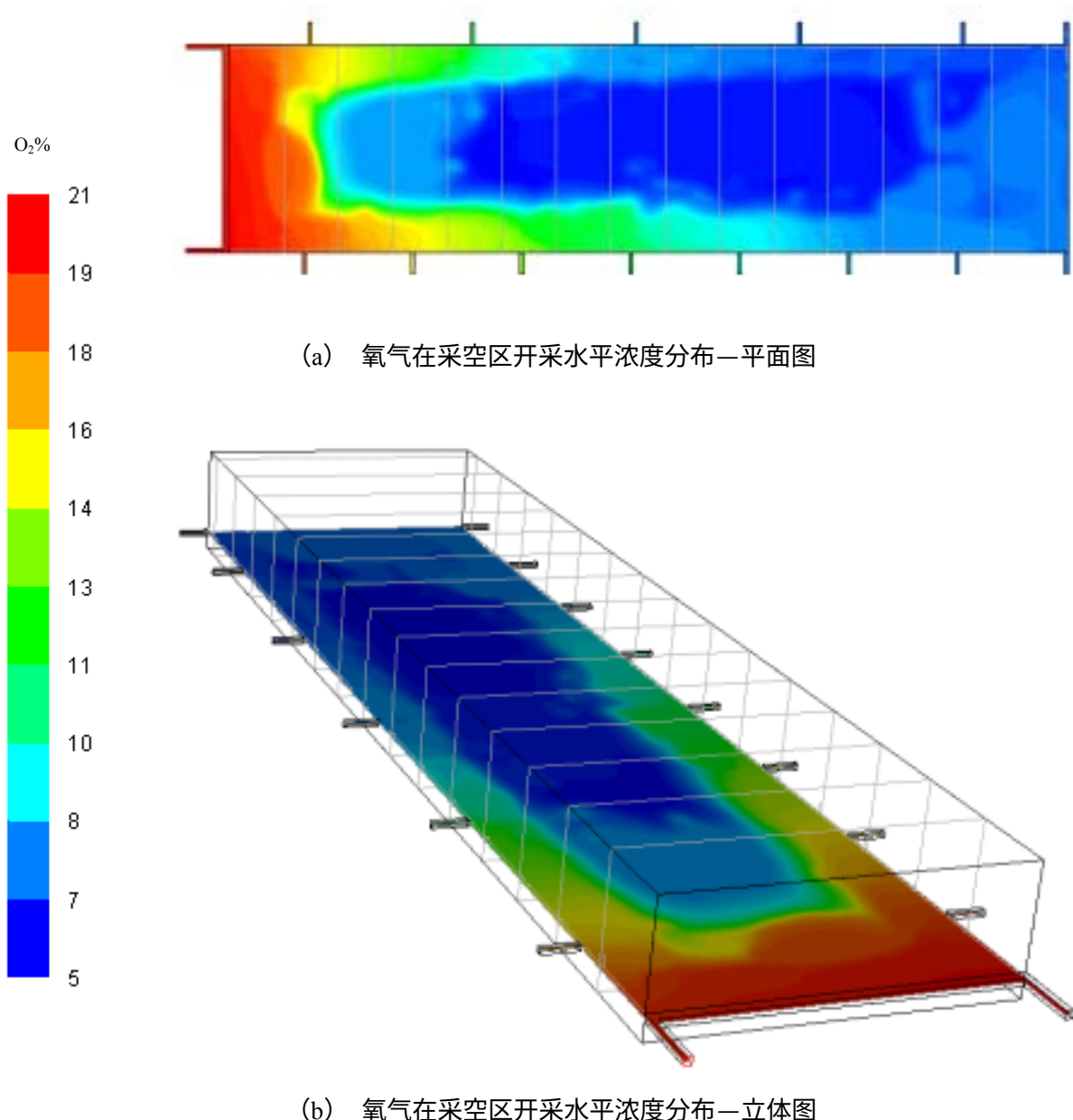


图 7-28 CFD 模拟 1293 工作面采空区氧气分布—距离开切眼 770m

Fig.7-28 1293 working face mined-out oxygen density distribution—apart from cut-off open 770m

(4) CFD 模拟 1293 工作面采空区氧气分布——距离开切眼 770m

图 7-28 给出 CFD 模拟的工作面回采距离开切眼 770m 时采空区氧气浓度分布(网格给出采空区距工作面距离,每网格间隔 50m)。比较图 7-14 给出的束管监测采空区回风侧结果,可以看到监测结果与模拟的氧气浓度分布基本相符合。模拟结果显示:在采空区后沿着回风侧 250m,运顺侧 450m,氧气浓度可达 10%以上,具备遗煤自燃的供氧条件。

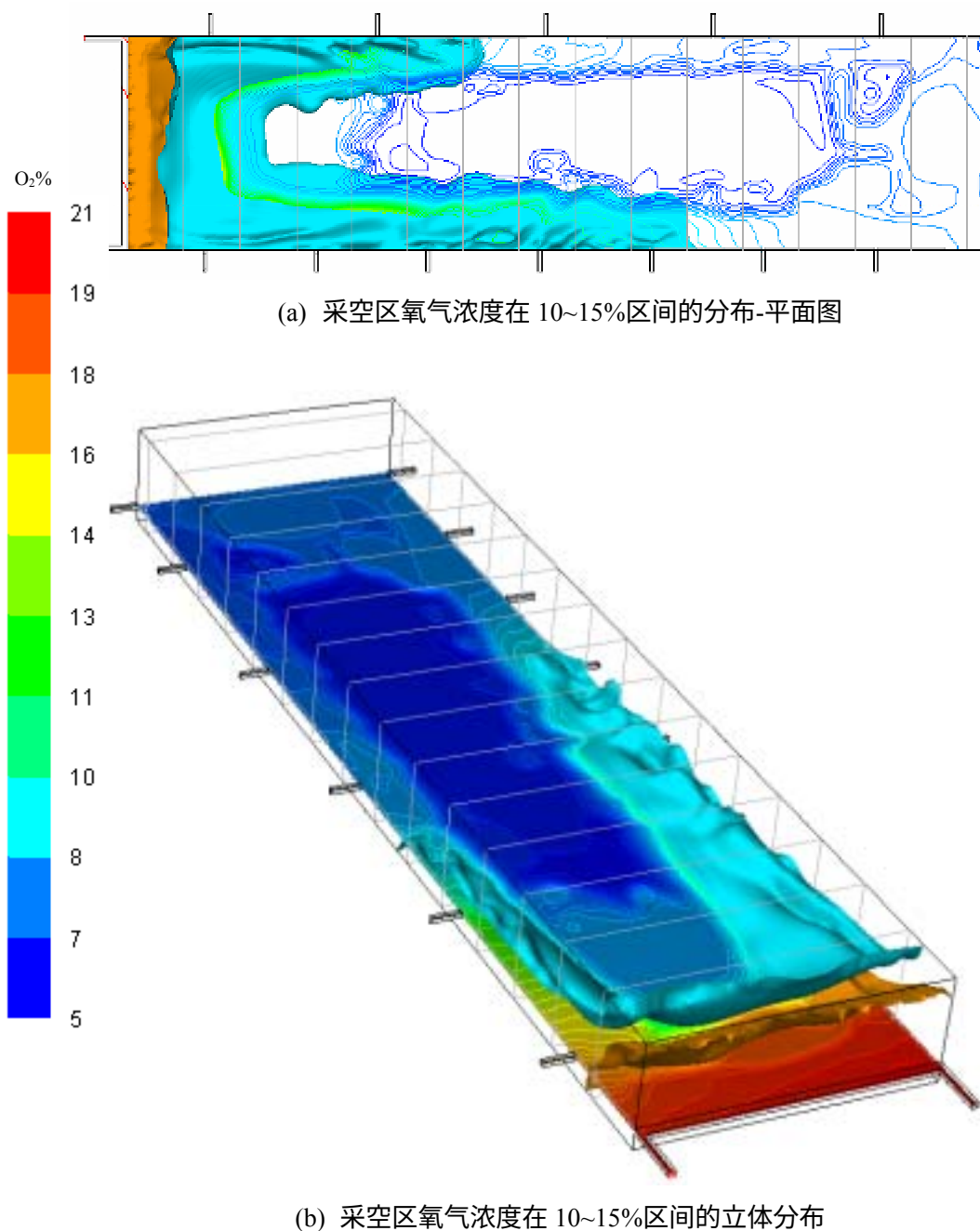


图 7-29 CFD 模拟 1293 工作面采空区氧气浓度在 10~15%区间的分布

Fig.7-29 1293 working face mined-out oxygen density distribution rang 10~15% CFD modeling

图 7-29 给出 CFD 模拟采空区氧气浓度在 10~15%区间的分布。可以看到，其分布范围大体与工作面回采距离开切眼 550m 时相似。在工作面后 500m 处沿运顺侧的遗煤仍然可能处于有利的氧化自燃带（氧气浓度 10%以上）。

表 7-30 探测数据原始值

Table 7-30 original value of Probe data

进		20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	240
风 侧	300	20	19	17	19	20	21	21	17	19	18	20
	280	20	19	17	18	18	20	21	19	18	17	20
	260	17	25	20	24	23	27	24	21	21	27	21
	240	18	29	31	30	32	31	35	34	32	29	25
	200	20	29	28	34	46	47	34	37	32	31	27
	180	22	27	54	65	71	67	55	49	52	35	25
	160	9	23	53	51	77	73	63	64	43	37	24
	140	21	26	47	49	55	69	51	61	62	50	19
	120	10	25	27	47	64	60	49	35	29	27	21
	100	11	13	21	27	48	47	44	37	33	21	21
	80	12	17	19	28	27	21	20	19	17	21	20
	60	10	13	17	20	21	19	19	21	18	17	20
	40	15	12	16	15	19	18	17	19	17	18	19
	20	11	19	19	21	20	14	17	16	17	21	14
工 作 面												

7.1.5 分析结果

(1) 在长期监测采空区内气体数值的基础上，采用 CFD 模型模拟得到的采空区气体流动规律与现场实测结果相吻合，模拟结果表明：乌达矿区黄白茨矿 1293 工作面在目前通风条件和回采推进度条件下，采空区内氧气分布呈不规则“O”型状，在采空区后沿着回风侧 250m，运顺侧 450m，氧气浓度仍然可达 10%以上，具备遗煤自燃的供氧条件。

(2) 1293 工作面现场测试及理论研究表明：其自燃危险区域氧气浓度分布范围

为 10~15%，该区域具备微风供氧及蓄热条件，该区域呈 U 型分布在距工作面进风侧 100m~450m，回风侧 70~250m，中部距工作面约 50~140m。

7.2 地面测氦技术探测

采空区上覆地表氦的析出规律，依据井上下对照图，结合 1293 工作面采空区自燃危险区域模拟结果，当 1293 工作面停采时，在采空区上部地表布置氦气探测测场。沿工作面方向 240m，采空区分方向 300m，点距 20×20m，探测工艺及方法如第 6 章所述。

7.2.1 探测数据

见图表 7-30。

7.2.2 结果分析

①探测原始数据平均值约 27N/3min，样本差 15，异常值为 42~57 N/3min，异常区域见表 7-30 绿色区域，。

②由表 7-30 可知，氦异常区域在进风侧距离工作面约 100~180m，距离工作面中部 80~200m，回风侧距离工作面 120~180m，与 CFD 模拟自燃危险区域结果基本一致。

7.3 本章小结

(1) 在长期监测采空区内气体数值的基础上，采用 CFD 模型模拟得到的采空区气体流动规律与现场实测结果相吻合，模拟结果表明：乌达矿区黄白茨矿 1293 工作面在目前通风条件和回采进度条件下，采空区内氧气分布呈不规则“O”型状，在采空区后沿着回风侧 250m，运顺侧 450m，氧气浓度仍然可达 10%以上，具备遗煤自燃的供氧条件。

(2) 1293 工作面现场测试及理论研究表明：其自燃危险区域氧气浓度分布范围为 10~15%，该区域具备微风供氧及蓄热条件，该区域呈 U 型分布在距工作面进风侧 100m~450m，回风侧 70~250m，中部距工作面约 50~140m。

(3) 同位素测氦技术探测原始数据平均值 27N/3min，样本差 12，异常值为 39~

49 N/3min, 异常区域见图 7-30 绿色区域。氢异常区域在进风侧距离工作面约 100~180m, 距离工作面中部 80~200m, 回风侧距离工作面 120~180m, 与 CFD 模拟结果基本一致。

(4) 乌达矿区黄白茨矿在目前的开采和通风条件下, 工作面采空区一旦发生自燃, 其地面火源探测测场布置为沿工作面方向长度为工作面长度加上进回风顺槽宽度再加上 50m, 沿采空区方向 300m, 即可满足探测需要, 同时也为同类条件下采空区自燃地面探测测场布置提供了依据。

第八章 结论与展望

8.1 主要研究结论

本文围绕煤地下自燃氦在覆岩中传输规律这一主题，通过实验研究、现场探测、数值模拟及理论分析，主要取得的结论有：

(1) 从氦的产生、性质、来源分布及放射性元素的赋存特征出发，总结了国内外学者研究成果，分析了煤自燃对围岩中氦分布的影响，以及煤自燃对氦的影响，“geogas”理论的基础上，首次提出了测氦法探测自燃火源的机理，认为：地下煤自燃，造成一个高温高压的环境，不但生成了大量丰富气体，而且自燃升温形成压力梯度，这些气体的排放量可作为载气，对氦气通过微小断裂上升起着重要的作用。煤温度越高，生成的气体量越大、压力梯度越大，气体上升迅速越快。

(2) 在分析煤自燃与覆岩中氦的关系基础上，自行研制了国内外自动化程度最大的“煤自燃及测氦实验台”：实验初期可利用电炉丝对煤体加热，加快煤自燃潜伏期发展进程，缩短实验时间；实验最高温度可达 900℃，远远超过煤的着火点，并设计了注氮防灭火系统，实现煤自然发火全过程的模拟；研制了先进的，完全智能化的测控系统，数据采集量和精度大幅提高，其所有的操作、控制、显示、记录都在计算机上进行；并得出了实验模拟自燃过程及测试覆岩中氦析出率时需要考虑的问题。

(3) 通过对西铭矿 8 号煤样自燃过程实验，得出了其自燃特征温度：8 号煤样临界温度为 70℃~90℃，干裂温度为 140℃~150℃，燃点在 270℃~280℃及以上；在煤升温氧化过程中，随着煤温的升高，有规律的出现氦，且随着温度的升高，其浓度呈上升趋势，由 20℃到 300℃氦的析出量增加了 46 倍，有利地表氦异常的测量；氦的生成量与 CO₂ 生成量有明显的相关性，与 CH₄ 生成量的相关性较小，说明煤升温氧化过程中 CO₂ 的大量生成可以作为氦气运移的载体，有利于氦的运移，这与“geogas”理论的结论是相一致的。

(4) CO₂/Rn 浓度的比值与温度的关系是 $k=0.0001T^3-0.0272T^2+0.0771T+103.88$ ，随着温度的增加先减小，当达到干裂温度约 140℃ 达到最小值，然后开始逐渐增大；说明当自燃温度达到干裂温度以后，氦的析出量开始急剧增加，有利于在地表探测氦

的异常； $k=\text{CO}_2/\text{Rn}$ 比值可以作为预测自然发火程度的指标，当 $k\approx 70\sim 90$ 时，自燃温度达到临界温度， $k\approx 30$ 时，自燃温度达到干裂温度，当 $k>120$ 时，自燃温度达到燃点以上，得出一预报自燃的新的标志性气体。

(5) 实验可知：随着实验天数的增加，实验炉高温区域范围由上到下越来越小，最后转移到第二层。每一层的温度随时间增加而增加，当温度低于某一临界值时，温度增加比较缓慢，当温度超过该临界值后增加比较迅速，第二层最为明显；同一时刻不同层位实验台中心附近的煤温高于周边温度；也就是说，高温区域出现在实验台中轴线附近，且第二层的温度变化规律代表性较强。

(6) 实验研究表明：在煤升温氧化过程中，随着煤温的升高，氢在黄土介质、河砂、及空气中有规律的析出氢，且随着温度的升高，其浓度呈线性上升趋势，其关系为 $C=bT-a$ ， a 、 b 随孔隙率 n 的增大而增大，此关系式可作为测氢探火的分析参考式。扩散系数、温度是影响氢在介质中传输的主要因素，扩散系数越大、温度越高，氢的传输能力越强。

(7) 实验研究表明：在临界温度以下，氢的析出量呈振荡式变化，在达到干裂温度（ $120\sim 140^\circ\text{C}$ ）氢的析出率增加开始加快，当达到燃点（ $270\sim 280^\circ\text{C}$ ）后，氢的析出率增加急剧增加；

各测点氢的析出量均随温度的增加而增大，当温度达到临界温度 90°C 以上，中心处氢的析出量 $>1/2$ 半径处的析出量 $>$ 边缘处的析出量，中心向边缘的平均衰减率为 14%，其衰减比为 $1:0.8:0.73$ ；说明当煤地下自燃达到临界温度以上，特别是达到燃点温度时，从中心向边缘处的衰减比为 $1:0.79:0.71$ 。根据地表氢气的测量异常可以判定火区的中心位置及边缘范围。

在同一自燃温度下，距离自燃火源越远，氢的析出量越小；随着温度的升高，离自燃火源越远，氢的析出量减小的越快，变化越明显，呈对数规律变化；向上平均衰减率为 4.1%，从覆岩中由底部向上到 0.5m 处衰减为 7%，从 0.5m 到 1m 处衰减率为 1.2%。当煤地下自燃达到临界温度以上，特别是干裂温度以后，根据地表氢气的测量异常可以判定自燃火区的着火深度。

(8) 通过对典型地表条件下自燃火区的现场实际探测，得出了各种不同条件下氢析出的正常值、自燃引起的氢异常均值及高温区域的异常值。实测结果表明：覆岩孔隙率大，煤层埋藏浅，自燃引起氢的异常均值大，埋藏深，自燃引起氢的异常均值小；同一探测区域，氢析出异常大，自燃温度高；火区引起的氢异常均呈面积状分布，

沿着漏风线路发展,而断层引起的氡异常呈带状分布,这和有关理论与多年火区治理实践是一致的;浅埋区域自燃引起氡异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上,受其他因素干扰较小,探测效果好。深埋区域和基岩裸露区域氡的正常析出值较小,自燃引起氡异常值一般为本区域射气底数的 2~5 倍以上,百米减少率为 0.2~0.4,有利于地面氡异常的探测;复杂地形条件下在地面探测测场布置较为困难,但自燃引起氡异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上,有利于地面氡异常的探测;可作为类似条件下探测自燃火源的参考。

(9) 通过对乌达矿区黄白茨矿 1293 工左面气体长期监测,应用 CFD 模型模拟得到的采空区气体流动规律与现场实测结果相吻合,模拟结果表明:乌达矿区黄白茨矿 1293 工作面在目前通风条件和回采推进度条件下,采空区内氧气分布呈不规则“O”形状,在采空区后沿着回风侧 250m,运顺侧 450m,氧气浓度仍然可达 10%以上,具备遗煤自燃的供氧条件。1293 工作面现场测试及理论研究表明:其自燃危险区域氧气浓度分布范围为 10~15%,该区域具备微风供氧及蓄热条件,该区域呈 U 型分布在距工作面进风侧 100m~450m,回风侧 70~250m,中部距工作面约 50~140m。

在地表应用同位素测氡技术探测结果表明:氡异常区域在进风侧距离工作面约 100~180m,距离工作面中部 80~200m,回风侧距离工作面 120~180m,与 CFD 模拟结果基本一致。

(10) 乌达矿区黄白茨矿在目前的开采和通风条件下,工作面采空区一旦发生自燃,其地面火源探测测场布置为沿工作面方向长度为工作面长度加上进回风顺槽宽度再加上 50m,沿采空区方向 300m,即可满足探测需要,同时也为同类条件下采空区自燃地面探测测场布置提供了依据。乌达矿区黄白茨矿在目前的开采和通风条件下,工作面采空区一旦发生自燃,其地面火源探测测场布置为沿工作面方向长度为工作面长度加上进回风顺槽宽度再加上 50m,沿采空区方向 300m,即可满足探测需要,同时也为同类条件下采空区自燃地面探测测场布置提供了依据。

8.2 不足与展望

煤自燃是煤矿开采过程中一大突出灾害,自燃火灾治理的关键是自燃火源位置的精确探测,地面测氡技术已成为煤矿现场探测自燃火源位置的一常用技术。但是,目前关于煤自燃的机理及氡气在岩层中的迁移机理均处于假说阶段,没有形成一完善的

理论体系。而煤自燃和氢的迁移影响因素非常多，这给研究过程造成了很大的困难。其研究是一项探索性很强的课题。本研究工作虽取得了一些成果，但由于时间短促，加上研究难度大，本人水平有限，实验中一定存在许多不足之处；本论文所进行的基于自燃温度与“geogas”理论的自燃覆岩中氢运移的数学模型的分析，只是一种的探索，还需要深入研究载气的动力学理论才有可能取得进展。此外，有些问题还有待于进一步实验或探讨。不妥或谬误之处，敬请专家批评指正。作者认为有如下几方面内容今后需继续深入扩展研究：

- (1) 构建更加接近实际条件下的煤自燃实验，研究不同条件下覆岩中氢的运移机制；
- (2) 进一步研究自燃层位对氢运移的影响，以及其他煤自燃过程中氢运移的影响因素，以完善测氢探测火源位置的理论；
- (3) 在现场探测自燃火源的基础上，在实际实际灭火施工过程中，通过地面打钻采集气体及温度信息来进一步修正并完善测氢探测火源位置的理论。

参考文献

- [1] 张建明等.中国地下煤火研究与治理[M].北京：煤炭工业出版社，2008.
- [2] 《中国可持续能源发展战略》.http://baike.baidu.com/view/1671741.htm.
- [3] 罗海珠，梁运涛.煤自然发火预测预报技术的现状与展望[J].中国安全科学学报， 2003， 13（3）：76-78.
- [4] 武建军，蒋卫国，刘晓晨等.地下煤火探测、监测与灭火技术研究进展[J].煤炭学报，2009，35（12）：1669-1673.
- [5] 邬剑明.煤自燃火灾防治新技术及矿用新型密闭堵漏材料的研究与应用[D].太原：太原理工大学，2008.
- [6] 邬剑明，翟建山等.煤矿自燃火灾治理关键技术的研究与应用[J].中国安全科学学报， 1998， 8（4）：47-50.
- [7] 胡省山，成玉琪.21世纪前期我国煤炭科技重点发展领域探讨[J].煤炭学报，2005，（2）：1-7.
- [8] 邬剑明，王俊峰.基于神经网络的煤层自然发火的非线性预测[J].中国安全科学学报， 2004， 14（5）：11-13.
- [9] 周心权等.矿井火灾救灾理论与实践[M].北京：煤炭工业出版社，1996.
- [10] 戚颖敏.我国煤矿火灾防治技术的现代发展与应用[J].煤，1999，8（2）：1-3.
- [11] 赵耀江，邬剑明.测氢探火机理的研究[J].煤炭学报，2003，28（3）：260-263.
- [12] 李金良，张友谊.浅谈煤矿火源探测技术[J].煤矿开采，2006，（08），86-91.
- [13] 王洪权，邬剑明，徐精彩等.煤炭自燃早期预测预报与火源探测技术[M].煤炭工业出版社，2001，：9-18.
- [14] 邓军，徐精彩，阮国强，王秀林.国内外煤炭自然发火预测预报技术综述[J].西安矿业学院学报，1999（10）.
- [15] 陈振永，张吉林，周军民.红外探测仪在防灭火中的应用[J].中州煤炭，2004（04）：59.
- [16] 符宏如，姜家贵.井中无线电波法在西藏香嘎山铬铁矿区的试验结果[J].物探与化探，1986，10（1）：57-59.

- [17] 邹正明, 何金武, 王林.地质雷达在长坞岭隧道超前地质预报中的应用[J].山西建筑, 2008, (02): 334-335.
- [18] 宋雷, 黄家会, 南生辉. 地质雷达用于探测煤田自燃区的研究[J].煤炭科学技术, 1999, 27 (12): 23-25.
- [19] 戴广龙.双元示踪技术探测煤炭自燃火源的研究[J].西安矿业学院学报, 1996, 16 (4) .
- [20] 邵辉, 戴广龙.煤炭自燃火源探测示踪气体的筛选研究[J].淮南矿业学院学报, 1994, (4) : 19-23.
- [21] 罗海珠, 梁运涛.煤自然发火预测预报技术的现状与展望[J].中国安全科学学报, 2003, 11 (3), 76-78.
- [22] 徐精彩.煤炭自燃过程研究[J].煤炭工程师, 1989, (5) :17-21.
- [23] 邓军, 徐精彩, 文虎.忻州窑矿 8916 综放面采空区自燃性预测[J].西安矿业学院学报, 1998, 18 (增刊) :10-13.
- [24] 徐精彩, 邓 军, 文 虎.采煤工作面采空区可能发火区域分析[J].西安矿业学院学报, 1998, 18 (1) :13-16.
- [25] 康高峰, 雷学武, 吴军虎等.TM 图像在新疆奇台北山煤田火区动态监测中的应用[J].国土资源遥感, 1996 (6), No.2.
- [26] 管海晏.遥感技术在煤田地质工作中的应用研究[J].地质学报, 1989, (2) .
- [27] 康高峰.应用遥感技术调查煤层自燃灾害[J].国土资源遥感, 1992, (4) .
- [28] 祁明星, 万兆昌.陕北煤田火区磁探工作方法及其效果[J].物探与化探, 1987, No.8.
- [29] 煤炭科学研究总院抚顺分院情报室.利用磁感应及远距离测定作出煤层火灾区域地图[J].国外煤矿安全信息, 1996, No.7.
- [30] 张瑜麟. 电阻率法在隐伏铝土矿勘查中的应用效果[J]. 有色金属矿产与勘查, 1997, 6 (3) :172-175.
- [31] 马海明, 马志飞. 煤层自燃规律及火区探测技术研究[J].陕西煤炭, 2009, (1) :59-60.
- [32] 贾苓希, 李大心. 一米测温在漳州地热区的应用效果[J].地球科学——中国地质大学学报, 1988, 13 (3) :263-269.
- [33] 唐庆兵, 李大心, 樊武义.综合物探方法在煤田采空区圈定和着火区调查中的应用研究[J].地质科技情报, 2001, 3 (20) .

- [34] Torrance K E, Char V W C, Turcotte D L. A model of hydro thermal convection in an aquifer [J]. J. Geophysical Res. , 1980, 85: 2544-2588.
- [35] О.Б.Нещеткин, 马占中译, 氡运移的机制问题, 国外铀矿地质, No.2, 42-43, 1987
- [36] Malmqvist L., et al., Radon migration through soil and bedrock, Geoexploration, No.26, 1989
- [37] 吴慧山等.氡迁移的接力传递作用[J].地球物理学报, 1997, 40 (1) .
- [38] Kristiansson K., et al., Evidence for nondiffusive transport of ^{222}Rn in the ground and a new physical model for the transport, Geophysics, Vol.47, No.10 : 1444-1452, 1982
- [39] Abdoh A., et al., Radon emanation studies of the Ile Bizad Fault, Montreal, Geoexploration No.25, 1989
- [40] Varhegyi A., et al., Experimental study of radon transport in water as test for a transportation microbubble model, Journal of applied geophysics, Vol.9, 1992
- [41] Technology Today, Geogas prospecting method highlighted in stockholm, Mining Journal, June, 1987
- [42] Technology Today, Czech work on metallic emanations, Mining Journal, April, 1988
- [43] Tidjani A., et al., Realization of a simulator for radon-222 underground migration studies, Nuclear Instruments and Methods A255, 423, 1987
- [44] Vandergraaf T.T. , Radionuclide migration experiments under laboratory conditions, Geophysical research letters, Vol.22, No.11 : 1409-1412, 1995
- [45] Holford D.J., et al., Modeling radon transport in dry, cracked soil, Journal of geophysical research letters, Vol.08, NB1, 1993
- [46] Chen C., et al., Modeling of radon transport in unsaturated soil, Journal of geophysical research, Vol.100, No.8, 1995
- [47] 曹玲玲等. 氡迁移机理研究进展概述[J].地震研究, 2005, 28 (3) : 302-306.
- [48] 苏尔坦霍贾耶夫 А?И 等, 放射性气体在研究地质过程中的应用[M], 地震出

版社, 1983

- [49] Thomas M.Semkow and Pravin P.Parekh, The role of Radium distribution and porosity in Radon emanation from solids, Geophysical Research Letters, Vol.17, No.6, 1990
- [50] J.E.Gingrich, Radon as a geochemical exploration tool, Journal of Geochemical Exploration, VOL.21, 19-13, 1984
- [51] Nazarpff, W.W., Radon Transport from soil to air. Re Geophys. 199230 (2) :137-160.
- [52] G.M.Reimer, Reconnaissance Techniques for Determining Soil -gas Radon Concentrations: an Example from Prince Georges County, Maryland, Geophysical Research Letters, Vol.17, No.6, Pages 809-812, May, 1990.
- [53] Lennart Malmqvist, Mats Isaksson and Krister Kristiansson, Radon Migration through Soil and Bedrock, Geoexploration, 26 (1989) 135-144.
- [54] 刘庆成, 陈业勋, 张晔, 等. 介质中氡运移的模拟[J]. 华东地质学院学报, 1995, 18 (4) : 366 - 370.
- [55] 李良, 李忠伟. 应用气体扩散和氡蜕变理论讨论水氡异常的形成[J]. 东北地震研究, 1999, 15 (2) : 22-28.
- [56] 李韧杰. 氡析出率的测定及其影响因素的探讨[J]. 铀矿冶, 2000, 19 (1) : 56-61.
- [57] 程业勋, 王南萍, 侯胜利等. 空气氡的大地来源理论研究[J]. 辐射防护通讯, 2001, 21 (2) : 15-18.
- [58] S.lombardi, G.M.Reimer, Radon and Helium in Soil Gases in The Phlegraean Fields, Central Italy, Geophysical Research Letters, Vol.17, No.6.PAGE 848-652, May 1990.
- [59] WilkeningM H, Watkins D E. Air exchange and Radon 222 co2centration in the Carlsbad cavens [J]. Health Phys, 1976, 31 (2) : 139.
- [60] 李亚平, 许正繁. 氡迁移的富集及对环境的影响[J]. 广东地质, 1999, 14 (2): 75 - 78.
- [61] 叶树林, 黄国夫. 放射性勘查方法圈定滑坡边界的机理及应用[J]. 中国地质灾

- 害与防治学报, 2000, 11 (3) : 86 - 97.
- [62] 戴华林, 胡建平, 包乾宗等. 关于浅层地震勘探和测氦定位隐伏断裂的初步探讨[J]. 西安工程学院学报, 2001, 23 (4) : 65 - 68.
- [63] Varhegyi A., et al., Experimental study of radon transport in water as test for a transportation microbubble model, Journal of applied geophysics, Vol.9, 1992.
- [64] 车用太, 鱼金子, 刘五洲. 水氦异常的水动力学机制[J]. 地震地质, 1997, 19 (4) : 353 - 357.
- [65] 张朝明, 朱方保, 余华扬等. 地下水逸出气动态特征形成机制的实验研究[J]. 地震, 2000, 20 (1) : 96-102.
- [66] 李韧杰. 氦析出率的测定及其影响因素的探讨[J]. 铀矿第 3 期, 2000, 19 (1) : 56-61.
- [67] 周瑞, 安海忠, 杜世汉等. 氦气异常与煤田陷落柱关系的探讨[J]. 中国煤田地质, 1993, 5 (1) : 67-69.
- [68] Peter. F. folger, Eileen Poeter, et al. 222 Rn transport in fractured crystalline rock aquifer: result from numerical simulation[J]. Journal of Hydrology, 1997, 195: 45 - 77.
- [69] 白云生, 林玉飞, 常桂兰. 铀矿找矿中氦的迁移机制探讨[J]. 铀矿地质, 1995, 11 (4) : 224-231.
- [70] 吴慧山, 林玉飞, 白云生等. 氦的迁移接力传递作用[J]. 地球物理学报, 1997, 40 (1) : 136-142.
- [71] 贾文懿, 方方, 周蓉生等. 氦及其子体向上运移的内因与团簇现象[J]. 成都理工学院学报, 1999, 26 (2) : 171-175.
- [72] 贾文懿, 方方, 周蓉生等. 氦释放的实验研究与机理探讨[J]. 成都理工学院学报, 2002, 29 (1) : 61-64.
- [73] 乐仁昌, 贾文懿, 吴允平等. 氦运移实验研究与氦团簇运移机理[J]. 辐射防护, 2002, 22 (3) : 175-181.
- [74] 乐仁昌, 贾文懿, 吴允平. 理想条件下氦及其子体运移新理论及其运移方程[J]. 物理学报, 2003, 52 (10), 2457-2461.
- [75] G.Etiope, G.Martinelli, Migration of carrier and trace gases in the geosphere:an

- overview, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 129 (2002) 185-204.
- [76] 周子勇, 陶澍. 地气的宏观效应与微观效应[J]. *地学前缘*, 2003, 10 (1) :249-255.
- [77] Kristiansson, K., Malmqvist, L., 1984. The depth dependence of the concentration of ^{222}Rn in soil-gas near the surface and its implication for exploration. *Geoexploration* 22, 17-41.
- [78] Kristiansson, K., Malmqvist, L., 1987. Trace elements in the geogas and their relation to bedrock composition. *Geoexploration* 24, 517-534.
- [79] Malmqvist, L., Kristiansson, K., 1984. Experimental evidence for an ascending microflow of geogas in the ground. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 407-416.
- [80] Malmqvist, L., Kristiansson, K., 1985. A physical mechanism for the release of free gases in the lithosphere. *Geoexploration* 23, 447-453.
- [81] [Malmqvist, L., Isaksson, M., Kristiansson, K., 1989. Radon migration through soil and bedrock. *Geoexploration* 26, 135-144.
- [82] RYSS Yu S, GOLDBERG I S, AL EKSEEV S G, et al. Streammigration of matter in the process of forming secondary halo of dispersion[J] . *Dokl A N SSS R* , 1987, 297 (4) :9562958 (in Russian) .[РЫССЮС, ГОЛЬДБЕРГИС, АЛЕКСЕЕВС Гидр. Струйная миграция вещества в образовании вторичных ореолов рассеяния[J] . *ДАН СССР*, 1987, 297 (4) :9562958.]
- [83] Gingrich, J.E., Fisher J.C., 1976. Uranium exploration using the track etch method. In: *Explor. For uranium ore dep.*, IAEA, Vienna, pp. 213-224.
- [84] Fleischer, R.L., Mogro-Campero, A., 1978. Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the Earth: techniques and principles. *J. Geophys. Res.* 83 (B7), 3539-3549.
- [85] Fleischer, R.L., Mogro-Campero, A., 19789a. Radon enhancement in the Earth: evidence for intermittent upflows. *Geophys. Res. Lett.* 6 (5), 361-364.
- [86] Fleischer, R.L., Mogro-Campero, A., 19789b. Techniques and principles for mapping of integrated radon emanation within the Earth. In: Gesell, Lowder, McLaughlin (Eds.), *Proceedings of the Third Natural Radiation Environment. Conference DOE 780422*, Washington, DC.

- [87] Fleischer, R.L., Hart, H.R., Mogro-Campero, A., 1980. Radon emanation over an ore body: search for long-distance transport of radon. Nucl. Instrum. Meth. 173, 169-181.
- [88] Mogro-Campero, A., Fleischer, R.L., 1977. Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the Earth. Earth Planet. Sci. Lett. 34, 321-325.
- [89] Mogro-Campero, A., Fleischer, R.L., 1979. Search for long-distance migration of subsurface radon. In: Gesell, Lowder, McLaughlin (Eds.), Proceedings of the Third Natural Radiation Environment. DOE Conference 780422, Washington, DC.
- [90] Etiope, G. and Lombardi, S., 1995. Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 193, 291-300.
- [91] 刘亚明, 刘垚. 氡的性质及空气中氡浓度的测量综述[J]. 中国测试技术, 2005, 31 (5) :121-124.
- [92] 石辉, 李占斌, 赵晓光. 铀钍衰变系核素在土壤侵蚀应用研究的进展[J]. 核农学报, 2003, 17 (5) :396-399.
- [93] 曲向荣. 环境保护概论[M]. 沈阳: 辽宁大学出版社, 2007
- [94] 乐仁昌. 氡及其子体的释放和运移规律及机理研究[D]. 成都: 成都理工学院, 2001.
- [95] 卢新卫, 室内空气中氡的来源、危害及控制措施分析[J], 桂林工学院学报, 2004, 2 (1), 87~92
- [96] 杨钦元. 氡的来源、性质与防护[J]. 中国建材, 1996, 7, 37~38.
- [97] 贾文懿, 方方, 周蓉生, 等, 氡及其子体运移规律与机理研究[J]. 核技术, 2000, 23 (3), 179~175.
- [98] 何登良, 刘家琴, 王海滨等. 环境中氡及其子体的危害与防治[J]. 绵阳师范学院学报, 2007, 26 (8) : 55-59.
- [99] 梁锦华, 袁兆熊, 张祖良. 活性炭测量系统的最佳条件选择和影响因素[J]. 铀矿地质, 1985, 1 (5) : 46-50.

- [100] 辛晖, 陈焱. 辐射防护和氡[J]. 采矿技术, 1992, (26): 21-22.
- [101] 孙世荃. 人类辐射危害评价 [M]. 北京: 原子能出版社, 1996. 156 - 168.
- [102] [苏]. A.A. 奥吉尔维, 1962, 地球物理探测方法, 周镭庭 (1965), 北京: 中国工业出版社, 245~248
- [103] 魏彪, 王开成, 冯鹏, 贾文懿. 测氡技术的工程地质应用及其在三峡库区滑坡监测中的应用展望[J]. 重庆交通学院学报, 2003 (12), Vol.22, 117~120.
- [104] 杨华, 用测氡技术和激发极化法探测地下多层煤层火区位置与范围的尝试[硕士学位论文[D], 太原理工大学, 2003.
- [105] 王桂香, 唐岱茂, 张新军, 氡气测量在煤矿地质上的应用[J], 太原理工大学学报, 2001 (9), 32 (5), 523~526.
- [106] 李学军, α 探测技术及其在煤矿地质中的作用[J], 煤田地质与勘探, 1991, 19 (6), 58~61.
- [107] 董芳楚, 房贺岩, 气体动态变化与地震活动性的关系, 断层气测量在地震科学中的应用, 北京: 地震出版社, 1991, 163~164)
- [108] 赵友清, 吴隆昌, 利用Ra测氡法寻找隐伏构造及地下水, 断层气测量在地震科学中的应用[D], 北京: 地震出版社, 1991, 217~218)。
- [109] 李权国. 煤层自燃引起覆岩破坏及地表移动变形规律探讨[D]. 太原: 太原理工大学, 2004.
- [110] 周泉宇, 杨仕教. 铀矿井氡的危害、析出规律及其控制方法研究[J]. 现代矿业, 2009, (2): 114-116.
- [111] 张哲, 氡的析出与排氡通风[M], 原子能出版社, 1982年9月.
- [112] 邬剑明, 吴新文. 同位素测氡技术在我国煤矿的研究应用[J]. 中国煤炭, 1998, 24 (6): 22-24.
- [113] 邬剑明. 煤矿井下氡分布状况与自然发火关系的研究[D]. 太原: 太原理工大学, 1995.
- [114] 刘洪福, 程小平, 白春明. 测氡技术在探测地下火区范围中的应用[J]. 物探与化探, 1997, 21 (2): 77-80.
- [115] 刘艳. 煤升温氧化过程中氡的析出与自然发火指标气体关系的实验研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2007.

- [116] 邬剑明, 迟克勇, 肖建红. 煤自然发火过程的模拟实验研究[J]. 中国煤炭, 2008, (4) : 49-51.
- [117] 张国枢, 戴广龙, 王卫平. 煤炭自燃模拟实验装置设计与研制[J]. 淮南工业学院学报, 1999, 19 (4) : 11-13.
- [118] 刘杰. 石油化工圆筒炉的钢结构分析与优化[J]. 工业建筑, 2009, (39) : 647-651.
- [119] 但泽义, 弋晓锋, 王林. 大型高炉炉体框架的结构形式及内力分析方法[J]. 钢铁技术, 2005, (5) : 37-39.
- [120] 张瑜, 韩玉杰, 蒋云飞. 烘炉温度检测系统的发展[J]. 林业机械与木工设备 2006, 34 (5) : 7-9.
- [121] 韩少军, 周 斌, 李召富. 汽车拉杆总成试验台计算机测控系统研究[J]. 武汉理工大学学报, 2009, 31 (3) : 440-442.
- [122] 刘喜梅. 轮对跑合试验台计算机测控系统的研究与研发[J]. 铁路计算机应用 2009, 18 (1) : 29-31
- [123] 赵爱萍. 基于气相色谱技术的采空区有害气体分析[J]. 科技情报开发与经济, 2008, 18 (4) : 141-142.
- [124] 刘小松, 丘寿康. 一种较准确而快速测量氡析出率的方法 [J]. 辐射防护, 2007, 27 (3) : 156-157.
- [125] 苏君, 徐鸣, 李沫, 郭艳玲, 韩芹芹. 乌鲁木齐市土壤中氡浓度水平及分布规律调查[J]. 辐射防护, 2009, 29 (5) : 327-333.
- [126] 邓军, 徐精彩, 王洪权. 圆柱形煤自然发火实验台的数值模拟研究[J]. 辽宁工程技术大学学报 21 (2), 2002 : 130-133.
- [127] 李林, B.B.Beamish, 姜德义. 煤自然活化反应理论[J]. 煤炭学报, 2009, 34 (4) : 505-508.
- [128] 肖旻, 马砺, 王振平等. 采用热重分析法研究煤自燃过程的特征温度[J]. 煤炭科学技术, 2007, 35 (5) : 73-76.
- [129] 舒新前等. 煤炭自燃的热分析研究[J]. 中国煤田地质, 1994, 6 (2) : 25-28.
- [130] 周春山. 煤自燃实验过程中温度场的数值模拟研究[D]. 太原: 太原理工大学, .2007 年
- [131] B.Basil Beamish, Modher A. Baraka. Spontaneous combustion propensity of New Zealand coals under adiabatic conditions. International Journal of Coal Geology,

- 2001, 45, 217-224.
- [132] B.Basil Beamish, Modher A. Barakat, John D. St George. Adiabatic testing procedures for determining the self-heating propensity of coal and sample ageing effects. *Thermochimica Acta*, 2000, 362: 79-87
- [133] 梁子荣. 煤升温氧化过程中含断层上覆岩层对氩迁移影响的研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2009 年.
- [134] 吴晓光, 煤自然发火实验台温度场研究[D]. 西安: 西安科技大学, 2005 年.
- [135] 文 虎. 煤自燃过程的实验及数值模拟研究[D], 西安: 西安科技大学, 2003 年
- [136] 王俊峰, 邬剑明, 靳钟铭. 一种预测采空区自燃危险区域的新方法——CFD 技术的应用[J]. *煤炭学报*, 2009, 34 (11): 1483-14889
- [137] 王福军. 计算流体动力学分析[M]. 北京: 清华大学出版社, 2004
- [138] 傅德薰, 马延文. 计算流体力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2004
- [139] 梁 栋, 周西华. 回采工作面瓦斯运移规律的数值模拟[J]. *辽宁工程技术大学学报*, 1999, 18 (4) :337-341
- [140] 黄伯轩. 采场通风与防火[M]. 徐州: 煤炭工业出版社, 1992.
- [141] 谭允祯, 张东俭, 杨东岳等. 综采放顶煤工作面采空区自燃区的划分[J]. *山东科技大学学报*, 2002, 21 (1) : 69-71.
- [142] 牛会永, 周心权. 综放面采空区遗煤自然发火特点及环境分析[J]. *煤矿安全*, 2008, 405 (8) : 12-15.
- [143] 傅德薰, 马延文. 计算流体力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2004.
- [144] Fluent Inc., FLUENT User's Guide, 2003.
- [145] H.K.Versteeg , W. Malalasekera , An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method. Wiley, New York, 1995.
- [146] 胡千庭, 梁运培, 刘见中. 采空区瓦斯流动规律的 CFD 模拟[J]. *煤炭学报*, 2007, 32 (7) :719~723.
- [147] Bannerjee S.C. , 1990. Spontaneous Combustion of Coal and Mine Fires. A.A.Balkema, Rotterdam.
- [148] Beaubien, S.E., Ciotoli, G. and Lombardi, S., 2003. Carbon dioxide and radon gas hazard in the Alban Hills area (central Italy) . *Journal of Volcanology and*

- Geothermal Research, 123, 63-80.
- [149] Bossus, D.A.W., 1984. Emanating power and specific surface area. *Radiat. Prot. Dosim.* 7, 73-76.
- [150] Bunzl, K., Ruckerbauer, F. and Winkler, R., 1998. Temporal and small-scale spatial variability of ^{222}Rn gas in a soil with a high gravel content. *The Science of the Total Environment*, 220, 157-166.
- [151] Burton, M., Neri, M. and Condarelli, D., 2004. High spatial resolution radon measurements reveal hidden active faults on Mt. Etna. *Geophysical Research Letters*, 31, L07618, doi:10.1029/2003GL019181.
- [152] Butt, C.R.M., Gole, M.J. and Hart, M.K.W., 1987. A review of Australian experience in the evaluation of helium as a pathfinder in exploration. *Journal of Geophysical Research*, 92B, 12595-12603.
- [153] Davidson R.M., 1990. *Natural Oxidation of Coals*. IEA Coal Research – The Clean Coal Centre, London.
- [154] Davis, J.C., 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*, 2nd ed. J.Wiley & Sons, New York. 645pp.
- [155] Dickson, B.L., Giblin, A.M. and Snelling, A.A., 1987. The source of radium in anomalous accumulations near sandstone escarpments, Australia. *Applied Geochemistry*, 2, 385-398.
- [156] Dickson B.L. 1990. Radium in Groundwaters (Chapter 4.2) Monograph on The Environmental Behaviour of Radium, Technical Reports series No 310, I.A.E.A. Vienna.
- [157] Dyck, W. and Car, D., 1987. Detailed geochemical studies of a He-U lake anomaly in permafrost, Baker Lake area, N.W.T. *Journal of Geochemical Exploration*, 28, 409-429.
- [158] Etiope, G., 1997. Transport of radioactive and toxic matter by gas microbubbles in the ground. *Journal of Environmental Radioactivity* 40, 11-13.
- [159] Etiope, G. and Lombardi, S., 1996. Laboratory simulation of geogas microbubble flow. *Environmental Geology*, 27, 226-232.

- [160] Etiope, G. and Lombardi, S., 1995. Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 193, 291-300.
- [161] Etiope, G. and Lombardi, S., 1996. Laboratory simulation of geogas microbubble flow. *Environmental Geology*, 27, 226-232.
- [162] Etiope, G. and Martinelli, G., 2002. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129, 185-204.
- [163] Finkelstein, M., Brenner, S., Eppelbaum, L. and Ne'Eman E., 1998. Identification of anomalous radon concentrations due to geodynamic processes by elimination of Rn variations caused by other factors. *Geophysical Journal International*, 133, 407-412.
- [164] Fleischer, R.L. and Mogro-Campero, A., 1978. Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the earth - techniques and principles. *Journal of Geophysical Research*, 83B, 3539-3549.
- [165] Garver E., Baskaran M., 2004. Effects of heating on the emanation rates of radon-222 from a suite of natural minerals. *Applied Radiation and Isotopes* 61, 1477-1485.
- [166] Greeman D.J, Rose A.W., 1996. Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of the eastern U.S.A. *Chemical Geology* 129, 1-14.
- [167] Greenman, D.J. and Rose, A.W., 1996. Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of eastern USA. *Chemical Geology*, 129, 1-14.
- [168] Guerra, M. and Etiope, G., 1999. Effects of gas-water portioning, stripping and channelling on radon and helium gas distribution in fault areas. *Geochemical Journal*, 33, 141-151.
- [169] Guerra, M., Lombardi, S., 2001. Soil-gas method for tracing neotectonic faults in clay basins: the Pisticci field (Southern Italy) . *Tectonophysics* 339, 551-522.
- [170] Gundersen L.C.S., Schumann R.R., 1989. The importance of metal oxides in enhancing radon emanation from rocks and soils. *Abstracts with Programs*, 21/6.

- Boulder, Colorado, Geological Society of America, A145.
- [171] Holub, R.F.; Hovorka, J.; Reimer, G.M.; Honeyman, B.D.; Hopke, P.K. and Smrz, P.K., 2001. Further investigations of the "Geo-aerosol" phenomenon. *Journal of Aerosol Science* 32, Supplement 1, 61-70.
- [172] Holub, R.F.; Reimer, G.M.; Honeyman, B. D. Smrz, P.K., 2001. Measurement and preliminary behavioral model of radioactive "geo-aerosols". *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 249, 239-244.
- [173] Holub, R.F.; Reimer, G.M.; Hopke, P.K.; Hovorka, J.; Krcmar, B.; Smrz, P.K., 1999. "Geo-aerosols": their origin, transport and paradoxical behavior: a challenge to aerosol science. *Journal of Aerosol Science*, 30, Supplement 1, pp. 111-112.
- [174] Holub, R.F.; Smrz, P. K., 2002. Localization of a bound particle outside the potential well. *Canadian Journal of Physics*, 80, 755–766.
- [175] Iakovleva, V.S. and Ryzhakova, N.K., 2003. A method for estimating the convective radon transport velocity in soils. *Radiation Measurements* 36, 389 – 391
- [176] Iskandar, D.; Yamazawa, H. and Iida, T., 2004. Quantification of the dependency of radon emanation power on soil temperature. *Applied Radiation and Isotopes*, 60, 971-973.
- [177] King, C. and Luo, G., 1990. Variations of electric resistance and H₂ and Rn emissions of concrete blocks under increasing uniaxial compression. *Pure and Applied Geophysics*, 134, 45-56.
- [178] King, C., King, B. and Evans, W.C., 1996. Spatial radon anomalies on active faults in California. *Applied Geochemistry*, 11, 497-510.
- [179] Planinic, J., Vukovic, B. and Radolic, V., 2004. Radon time variations and deterministic chaos. *Journal of Environmental Radioactivity* 75, 35–45.
- [180] Przylibski T.A., 2000. Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. *Applied Radiation and Isotopes*. 53, 473-479.
- [181] Richon, P., Perrier, F., Sabroux, J., Trique, M., Ferry, C., Voisin, V. and Pili, E., 2005. Spatial and time variations of radon-222 concentration in the

- atmosphere of a dead-end horizontal tunnel. *Journal of Environmental Radioactivity* 78, 179–198.
- [182] Sasaki T., Gunji Y., Okuda T., 2004a. Mathematical modelling of radon emanation. *Journal of Nuclear Science and Technology* 41, 142-151.
- [183] Sun H.B., Furbish D.J., 1995. Moisture content effect on radon emanation in porous media. *Journal of Contaminant Hydrology* 18, 239-255.
- [184] Unger, A., Finsterle, S. and Bodvarsson, G., 2004. Transport of radon gas into a tunnel at Yucca Mountain—estimating large-scale fractured tuff hydraulic properties and implications for the operation of the ventilation system. *Journal of Contaminant Hydrology* 70, 153–171.
- [185] Walker S., 1999. Uncontrolled Fires in Coal and Coal Wastes. IEA Coal Research – The Clean Coal Centre, London.
- [186] Wang H., 2002a. Examination of CO₂, CO and H₂O formation during low-temperature oxidation of bituminous coal. *Energy & Fuels* 16, 586-592.
- [187] Wang H., 2002b. Thermal decomposition of solid oxygenated complexes formed by coal oxidation at low temperatures. *Fuels* 81, 1913-1923.
- [188] Wang, X., Cheng, Z., Lu, Y., Li, X., and Xie, X., 1997. Nanoscale metals in Earthgas and mobile forms of metals in overburden in wide-spaced regional exploration for giant deposits in overburden terrains. *Journal of Geochemical Exploration*, 58, 63-72.
- [189] Wanty R.B., Lawrence E.P., Gundersen L.C.S., 1992. A theoretical model for the flux of radon from rock to ground water. In: Gates A.E., Gundersen L.C.S. *Geologic controls on radon. Special Paper 271*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 73-78.
- [190] Xie, X., 1999. Empirical prospecting, scientific exploration and information exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 67, 97-108.
- [191] Xue, S., Ren, T., Wesner, C. and Chen, H., 2004. Radon survey in LW KA101 at Dartbrook mine to detect potential underground heating zone. CSIRO Exploration and Mining Report 1230C.

- [192] Xue, S., Wu, J., Balusus, R. and Worrall, R. 2003. Demonstration of innovative radon detecting technique for locating underground heating area from surface. ACARP Project Report C12005. CSIRO Exploration and Mining Report 1080F.
- [193] Xue, S., Wu, J. and Humphries, P. 2004. Locating underground heating zones at Southland mine with radon technique. CSIRO Exploration and Mining Report 1167C.
- [194] Zhou, Ziyong; Tao, Shu; Xu, Fuli; Dawson, R., 2003. A physical-mathematical model for the transport of heavy metals and toxic matter from point sources by geogas microbubbles. *Ecological Modelling*, 161, 139-149.
- [195] Jean-Paul Toutain, Jean-Claude Baubron, Gasgeochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics* 304 (1999) 1-27.
- [196] Getiope, G. Martinelli, Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 129 (2002) 185-204.
- [197] Bruce Robertson, Jim Sandford, Bevan Kathage. Locating underground heatings with surface radon detecting technique[R]. Australia: ACARP, 2008.
- [198] 周子勇, 陶澎, 地气的宏观效应与微观效应[J], 地学前沿. 2003, 10(3): 249-255.
- [199] 章晔, 华荣洲等, 放射性方法勘察【M】, 原子能出版社, 1990年6月.
- [200] 刘庆成, 程业勋等, 介质中氦运移模拟[J], 华东地质学院学报. 1995, 18(4): 366-369.
- [201] 万建华, 于长春等, 氦气法反演燃烧煤层深度新方法[J], 物探与化探. 2007, 31(6): 556-559.
- [202] 周玉华. 层状介质氦分布数值模拟[C]. 北京: 中国地质大学, 2006.
- [203] 刘菁华. 活断层上覆盖层中氦迁移的数值模拟及反演拟合[D]. 中国优秀博硕士学位论文全文数据库. 2006, (05).

致 谢

本文的研究工作是在导师靳钟铭教授和邬剑明教授的精心指导和悉心关怀下完成的。从选题、实验方案设计、结果分析讨论和毕业论文的写作都凝聚着导师的大量心血。在攻读博士学位期间，导师给予了我无微不至的关怀。导师渊博的学识、深邃而敏锐的洞察力、严谨的治学态度、高度的责任心和敬业精神、高瞻远瞩的学者风范、虚怀若谷的胸襟、及勇于开拓创新、对科学的精益求精的精神和对科学事业的执着追求给我留下深刻的印象，不断地鞭策和鼓励着我在科学的道路上不断奋进，使我终身受益。在此向两位导师致以崇高的敬意和衷心的感谢。

在实验设计阶段，赵阳升教授与我共同讨论共同研究制定实验方案，为本论文的完成奠定了坚实的基础。在此向他表示衷心的感谢！

感谢澳大利亚联邦研究院薛生博士在文献资料检索收集及论文理论研究思路中给予的指导和帮助！

感谢刘洪福教授、吴世跃教授、康天合教授、冯增朝教授、翟建山副教授、晏泓博士、闫晓鹏博士、张新军博士等在论文完成阶段给予的大量指导和帮助。

感谢梁子荣硕士、杜云峰硕士在实验研究中做出的辛苦劳动和热心帮助！

感谢吴玉国博士、周春山硕士及研究生刘艳、郭凯、张玉菲、陈震、张虎等在实验及野外实地探测中给予的大力支持和帮助。

感谢赵耀江教授、邢玉忠教授及安全工程系各位同仁给予的支持和帮助！

感谢研究生院、矿业工程学院及山西省安全工程技术研究中心各位老师等多方面给予的帮助和支持！

感谢澳大利亚国家基金（ACARP）、国家科技部国际合作重点项目（2006DFA62520）、国家科技部国际科技合作攻关项目（2008DFB70100）、神华集团难题招标项目（SHIL04185）和山西省国际合作项目山西省自然科学基金（041004）的资助和支持！

另外，特别感谢我的父母及妻儿在精神上给予我的支持与鼓励！

攻博期间主要科研成果

期刊论文

- [1] 王俊峰, 邬剑明, 靳钟铭. 一种预测采空区自燃危险区域的新方法—CFD 技术的应用.煤炭学报, 2009, 34(11): 1483-14889(EI)
- [2] 王俊峰, 邬剑明, 梁子荣, 刘 艳. 煤升温氧化过程中 R_n 的析出与 CO 、 CO_2 、 CH_4 相关性实验研究. 中国煤炭, 2009, 35(3): 80-82
- [3] 王俊峰, 杜云峰, 邬剑明, 晏 泓. 新型矿用密闭堵漏材料的制备及性能研究. 煤矿安全, 2009, 40(414): 30-33
- [4] 王俊峰, 邬剑明, 吴玉国. 基于火源探测的凝胶灭火技术在西铭矿 49309 工作面的应用. 中国煤炭, 2008, 34(1): 49-50
- [5] 王俊峰, 吴玉国, 邬剑明. 基于灰色理论的煤炭自燃预测研究. 煤矿安全, 2006, 37(380): 1-3
- [6] 陈 娟, 王俊峰, 邬剑明. 注惰泡技术在启封高瓦斯矿井自燃火区的应用. 中国煤炭, 2009, 34(4): 102-103
- [7] 梁子荣, 王俊峰, 吴玉国, 邬剑明. 黄白茨矿 1293 工作面采空区“三带”的划分. 中国煤炭, 2008, 34(11): 70-72
- [8] 牛立东, 王俊峰, 邬剑明. 废弃小窑采空区自燃火区关键技术的应用研究中国煤炭, 2010, 36(1): 91-93
- [9] 李剑刚, 陈震, 王俊峰. 山西地方煤矿事故多发原因分析与对策研究, 山西煤炭, 2010 年第 3 期: 28-30
- [10] 邬剑明, 杜云峰, 王俊峰. 新型矿用聚氨酯弹性体密闭堵漏材料的反应机理及应用. 中国煤炭, 2009, 35(8): 101-102
- [11] 吴玉国, 邬剑明, 王俊峰. 煤层自燃指标气体的试验研究. 中国煤炭, 2007, (4): 40-42
- [12] 吴玉国, 邬剑明, 王俊峰. 煤矿自燃火区治理温度检测技术及装备的研究应用. 煤矿安全, 2007, (9): 4-6
- [13] 邬剑明, 吴玉国, 王俊峰. 矿井安全监测可视化信息处理系统的研究. 煤炭学

报, 2005, 30(1): 71-74 (EI)

著作：

- [1] 2007 年 7 月——8 月, 编写《煤矿“一通三防”实用技术》第七篇矿井火灾防治部分, 山西科学技术出版社, 2007 年 10 月第 1 版

纵向科研项目：

- [1] 2004年4月参与山西省国际合作项目“煤升温氧化过程中氡在煤岩体中迁移的研究”, 项目编号: 041004, 已完成
- [2] 2004年7月参与澳大利亚国家基金(ACARP)“Laboratory-Based Study on Radon Emanation from Coal and its Vertical Movement in Overburden Strata”, 项目编号: C13021, 已完成
- [3] 2007年1月参与国家科技部国际合作重点项目“煤自燃过程中氡的运移规律的研究”, 项目编号: 2006DFA62520, 已验收
- [4] 2008年1月参与国家科技部国际合作重点项目“南非H. S. 瓦斯主动抑爆系统性能研究及在中国煤矿的推广研究”, 项目编号: 2008DFA60810, 已验收
- [5] 2008年7月参与国家科技部国际科技合作攻关项目“煤矿重大事故灾害防治关键技术应用研究”, ——自燃早期预测预报技术研究, 项目编号: 2008DFB70100, 正在进行
- [6] 2009年3月参与山西省科技厅国际合作计划项目“中美合作山西省CO₂排放状况调查及地质封存条件的可行性研究”, 项目编号: 2009081049-1, 正在进行
- [7] 2009年4月承担山西省软科学项目“山西省地方小型煤矿事故原因分析及对策研究”, 项目编号: 2009041041, 正在进行

横向科研项目：

- [1] 2009年山西临汾天煜集团雪坪矿周边小窑灭火技术服务, 已完成
- [2] 2008年山西吕梁柳林富安罗家坡煤矿巷道火灾治理技术服务, 已完成
- [3] 2008年南非瓦斯H.S主动抑爆系统在晋城矿区的推广应用, 正在进行
- [4] 2007年西山煤电集团公司官地矿23509工作面火灾治理项目, 已完成,
- [5] 2006年西山矿区煤自燃特性及早期预测预报体系的研究项目, 已验收

[6] 2005年神东矿区神东矿区煤层自然发火综合防治技术研究, 已验收

专利：

[1]一种煤自燃的测氦实验台——实用新型项目(专利号200920102091)

[2]一种煤自燃的测氦实验台——发明专利（申请号200910074030.6）

获奖情况：

[1] 2009年度山西省高等学校优秀创新团队；

[2] “综采工作面自燃火源精确定位及新型胶体的研究应用”获国家安全生产监督管理总局安全生产科技优秀推广项目三等奖，2006年12月。

项目鉴定：

[1] 成状矿双U型通风系统综放工作面采空区瓦斯分布规律研究，2009年11月被山西省科学技术厅鉴定为“国际先进水平”。

[2] CWebGIS煤矿安全信息化网络实时分级监测监管系统，2007年2月被煤炭协会鉴定为“国际领先水平”。

博士学位论文独创性说明

(1) 首次提出了基于“geogas”理论的测氦法探测自燃火源的机理,认为:地下煤自燃,造成一个高温高压的环境,不但生成了大量丰富气体,而且自燃升温形成压力梯度,这些气体的排放量可作为载气,对氦气通过微小断裂上升起着重要的作用。煤温度越高,生成的气体量越大、压力梯度越大,气体上升迅速越快。

(2) 自行研制了国内外自动化程度最大的“煤自燃及测氦实验台”:实验初期可利用电炉丝对煤体加热,加快煤自燃潜伏期发展进程,缩短实验时间;实验最高温度可达 900℃,远远超过煤的着火点,并设计了注氮防灭火系统,实现煤自然发火全过程的模拟;研制了先进的,完全智能化的测控系统,数据采集量和精度大幅提高,其所有的操作、控制、显示、记录都在计算机上进行。

(3) 实验得出了 CO_2/Rn 浓度的比值与温度的关系是 $k=0.0001T^3-0.0272T^2+0.0771T+103.88$,随着温度的增加先减小,当达到干裂温度约 140℃ 达到最小值,然后开始逐渐增大; $k=\text{CO}_2/\text{Rn}$ 比值可以作为预测自然发火程度的指标,当 $k\approx 70\sim 90$ 时,自燃温度达到临界温度, $k\approx 30$ 时,自燃温度达到干裂温度,当 $k>120$ 时,自燃温度达到燃点以上,得出一预报自燃的新的标志性气体。

(4) 实验得出了煤自燃时,氦在黄土介质、河砂、及空气中的析出规律,其浓度呈线性上升趋势,其关系为 $C=bT-a$, a 、 b 随孔隙率 n 的增大而增大,此关系式可作为测氦探火的分析参考式。

(5) 在矿井自燃火源实际探测基础上,通过灭火实践验证,首次总结 4 种典型条件下氦的分布特征:

火区引起的氦异常均呈面积状分布,沿着漏风线路发展;浅埋区域自燃引起氦异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上,受其他因素干扰较小;深埋区域和基岩裸露区域氦的正常析出值较小,自燃引起氦异常值一般为本区域射气底数的 2~5 倍以上,百米减少率为 0.2~0.4;复杂地形条件下在地面探测测场布置较为困难,但自燃引起氦异常值一般为本区域射气底数的 10 倍以上;为同类条件下测氦法探测自燃火源提供了参考。

煤地下自燃时覆岩中氦气运移规律及应用研究

作者：[王俊峰](#)
学位授予单位：[太原理工大学](#)

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_D083120.aspx