

中华人民共和国地质矿产部

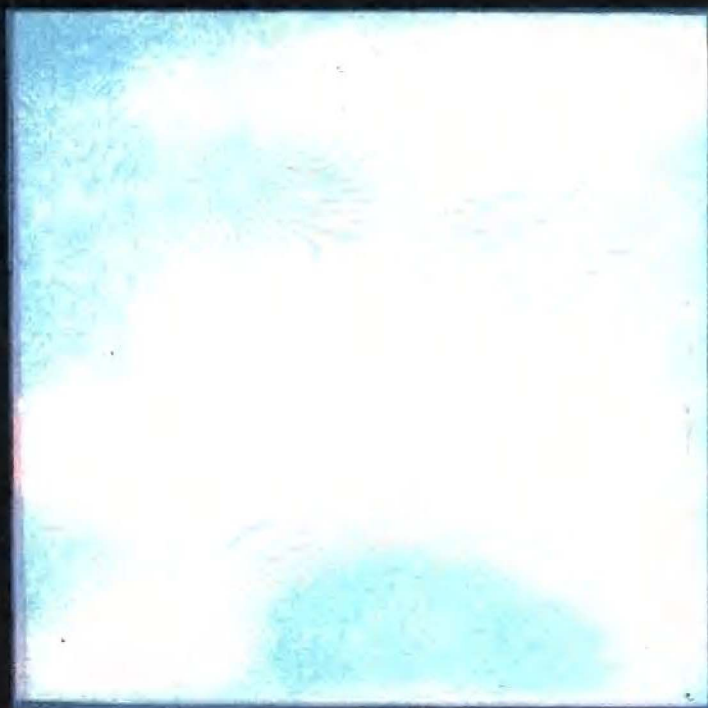
地质专报

五 构造地质 地质力学 第19号

亚东—格尔木岩石圈地学断面综合研究

青藏高原磁力测量
与地壳结构研究

余钦范 孙运生 楼海 李庆宣 吕庆田 著



地质出版社

中华人民共和国地质矿产部

地 质 专 报

五 构造地质 地质力学 第19号

亚东—格尔木岩石圈地学断面综合研究

**青藏高原磁力测量
与地壳结构研究**

余钦范 孙运生 楼 海 李庆宣 吕庆田 著

地 质 出 版 社

(京)新登字085号

内 容 提 要

本文作者采用六种数据处理方法和解释方法,对青藏高原的航磁资料,地面磁力和重力测量大剖面资料进行综合解释,得出地壳厚度变化、地体划分及断裂带分布等结果,对青藏高原的地壳结构提出了新认识。

中华人民共和国地质矿产部 地质专报

五 构造地质 地质力学 第19号

亚东—格尔木岩石圈地学断面综合研究

青藏高原磁力测量与地壳结构研究

余钦范 孙运生 楼海 李庆宜 吕庆田 著

责任编辑:官毓兰

地质出版社出版发行

(北京和平里)

北京地质印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 7.125 彩图: 1页 字数: 158000

1993年7月北京第一版·1993年7月北京第一次印刷

印数: 1—700册 定价: 5.50元

ISBN 7-116-01306-7/P·1084

项目总序

横贯青藏高原的《亚东—格尔木岩石圈地学大断面综合研究》是我国所参加“国际岩石圈计划”活动中的重要项目——“全球地学大断面计划 (GGT)”内的一条剖面，也是我国所承担的大断面中最先完成的一条。

“国际岩石圈计划”是在国际地学界于80年代之前进行过的“上地幔计划”和“地球动力学计划”的基础上，为使固体地球研究更向地球内部深入，并进一步探讨一些重大的地质学问题而拟定的。计划本身即标志着地球科学发展的前缘和它的多学科性与全球性。为此，在固体地球科学的两个国际联合会，即国际地质科学联合会 (IUGS) 和国际大地测量和地球物理学联合会 (IUGG) 的共同要求下，国际科学联合会理事会 (ICSU) 于1980年建立了国际岩石圈委员会来负责组织进行这项计划。

岩石圈的研究涉及面广，计划的内容几乎包括了岩石圈研究的全部内容，以期能通过这项计划解决地质学中的一些重大问题。岩石圈委员会于1985—1986年间重新将其内部组织和任务加以调整。目前共有6个工作组和7个协调委员会。“全球地学大断面计划”由其中的第七协调委员会负责执行。

该项计划是参照“北美地质学陆-洋断面10年计划”的模式提出的。因为它包括了岩石圈计划的许多基本原则，所以被认为是最能体现国际岩石圈计划的精神。它的目标是：综合有关的地质、地球物理、地球化学和大地测量的资料和数据，作出横切地球上具有关键性意义的地质和构造地区，如火山带、地堑、沉积盆地和容易遭受地震、火山等灾害区的岩石圈断面，以达到能够进行直接对比研究的要求。为此，对地学大断面的编制就需要有一个统一的规范性要求。目前已在全球范围内部署了175条这样的地学断面，同时希望能够在这些关键性地带的地学断面所提供的资料基础上，检查有关岩石圈性质和演化的各种假说，并且发现需要在下一步用先进手段深入进行工作的地区或地段。

《亚东—格尔木地学大断面综合研究》项目的完成，标志着我国地学研究已进入一个新的阶段。特别是对于地质条件特殊、举世瞩目的青藏高原这个具有重要意义地区来说，由于它的系统地质-地球物理工作起步较晚，而如今能在较短的时间内就跃居世界固体地学研究的前缘，确实难能可贵。所以当这项成果的初稿于1989年在美国华盛顿第28届国际地质大会上展示时，便立即得到国际上知名专家的高度评价。以后又吸取了一些专家的意见加以充实和提高，同时国际岩石圈委员会也决定出版作为国际交流的第一批成果。现在，项目的综合研究报告和其中11个课题和专题报告的出版，除了反映这条大断面本身的研究成果之外，无疑也将促进我国岩石圈研究的加速前进。

值得注意的是这批报告，尤其是许多课题和专题报告的内容，不仅反映了工作成果，而且也包括所运用的深部地球物理方法和技术方面的新成果。由于深部研究的特点，取得第一性数据的手段和方法以及数据的处理和解释也需要不断地针对实际情况加以改进和提高。在这方面提供的材料和经验也是具有重要意义的。

目前国际地学界关注的一个问题是：由于各分支学科快速发展，各自运用了许多新

技术、新方法，而且不断吸取其它基础学科方面的新成就，致使各分支学科之间的了解增加了困难。一方面某学科的成就不易及时被相邻的分支学科了解和利用，另一方面又使某一学科内还未成熟的新成果被相邻学科当作已被公认的东西来使用。多学科之间的相互了解和协作是促进本来是一个整体的地球科学的健全而快速发展的必由之路。希望这批报告的出版能在增进我国地质学和地球物理学之间在探讨深部问题时的相互了解、相互促进方面起到积极的作用。

人类对自然界的认识是无止境的，对青藏高原的地球科学研究也绝不是一次能够完成的。《亚东—格尔木地学大断面综合研究》中提出的若干观点当然还有待于今后多方面的检验、充实和修正。由于实际情况的限制，地球化学资料还显得不足，这应是今后需要大力补充的一个方面。

中华人民共和国地质矿产部
科学技术高级咨询中心主任
中国科学院地学学部委员
国际地质科学联合会副主席

张炳熹

1991年7月

引 言

世界屋脊——青藏高原是当今研究全球构造的最活跃的地区之一。在这里，曾经发生过各种各样的构造运动，其中有板块的分裂、漂移与拼合，有古洋壳的扩张、俯冲和消减，有大陆的碰撞、叠厚与隆升以及伴随发生的多期岩浆侵入与火山喷发活动，从而形成了宏伟壮观的地质、地理景观。正是由于青藏高原这种丰富而复杂的地质构造演化史，因而吸引着全世界众多的地质、地球物理学家，他们希望通过深入研究青藏高原的构造体系和演化史，实现对地质理论的重大突破。

由于青藏高原独特的自然地理环境，交通与生活极为不便，致使人们对它的认识和研究长期停留在较低的水平上，直至本世纪60年代以后，我国才开始了对青藏高原进行大规模的综合科学考察，考察内容包括地质、地球物理、地理、生物及农林业等各个方面。国外地学界基于对青藏高原的浓厚兴趣，也以合作形式参加了这一科学考察活动，包括1980—1982年中法合作喜马拉雅地质考察和1984—1985年中英合作西藏地质考察，这些考察活动取得了大量的资料和科研成果。在青藏高原地壳与上地幔的地质、地球物理学方面的成果^[1]主要有：

1. 发现印度板块与欧亚板块的衔接不是一条狭窄的缝合线，而是一个宽300 km的大陆板块碰撞挤压过渡带（滕吉文等，1980），其北界为雅鲁藏布江，南界为恒河平原北缘，该区有强烈的构造形变、地震、水热与岩浆活动以及地球物理场的突变。这种碰撞挤压过渡带很可能是大陆板块碰撞与接界的特征。

2. 利用高原湖泊中水下爆炸进行地壳与上地幔的深部探测结果表明，高原地壳巨厚，其内部存在着两个低速层，喜马拉雅山南北两麓为地壳结构的突变带，雅鲁藏布江是一条大断裂，在那里莫霍面抬升6 km（熊少柏，1985）或更多。

3. 从大量古地磁学研究结果（朱志文，1987、1982、1981；周桃秀，1985；林金录，1987）可以看出冈瓦纳古陆解体以后，印度板块分为唐古拉块体、拉萨块体和喜马拉雅块体，它们相继向北漂移，并伴随着旋转运动，各块体在不同时代与欧亚板块拼接，从而形成三条板块碰撞界带。

1. 雅鲁藏布江地带具有特殊地球物理场特征，该地带存在着上地幔物质的上涌，热流值很高，推断系上地幔顶部断裂构成了热物质上升通道，而下地壳中有热源；上地壳中有部分熔融物质以及地壳浅部形成的岩浆房或岩浆层（李鸿吉，1983；沈显杰，1985）。喜马拉雅地热带是环球性地热带的重要组成部分。

5. 天然地震研究结果所提供的信息包括：（1）青藏高原地壳及上地幔顶部对地震波具有较高的吸收性能，因而有较低的 Q 值（张立敏，1979；冯锐，1980、1985；孙克忠，1985）；（2）对高原地震层面的解释得出，高原地区当今构造力场以水平压应力为主，在高原内部，主压应力轴方向基本垂直于弧形构造的走向（鄢家全，1981）；（3）地震震源面在雅鲁藏布江南北两侧分别向南和向北倾，成“V”字形展布，说明地壳介质中存在着相向对冲，这可能是俯冲带的初期发展阶段。

6. 青藏高原地壳巨厚, 但却非双层地壳的叠加, 巨厚地壳与高原隆升都是由于两个大陆板块相对碰撞与长期挤压的结果, 并为此造成高原物质由东部边缘向东南运移, 西藏高原地区的地壳介质在横向是不均匀的, 高原地壳增厚, 甚致岩石圈也增厚。

青藏高原的地磁测量自1957年由中国科学院地球物理所在拉萨建立第一个地磁台开始, 于60年代在东起金沙江, 西至象泉河, 北起唐古拉山, 南到国境边界的范围内, 相继取得了近百个点的地磁资料^[16]。70年代徐振武、贾士中等人在唐古拉山以南地区又进行过较大范围的地磁五要素测量^[17], 为编制青藏高原的地磁图、研究青藏高原地磁场的空间分布和长期变化, 奠定了良好的基础。为研究珠穆朗玛峰地区的地质构造, 中科院地球物理所于1968年在雅鲁藏布江以南地区, 进行过地磁垂直强度的相对测量, 在6条测线上取得一百余点地磁资料^[16]。大面积地磁测量主要是靠航空测量。自1969年起直至1981年, 地质矿产部航测大队相继在青藏东部完成了总面积达96.5万平方公里的航空磁测, 测线距5或10km, 飞行高度距地面(1500—2500)m, 测线总长度16万6千公里, 并于1985年编制出版了1:100万青藏高原东部航空磁力异常 ΔT_a 图。

对上述地磁观测资料, 国内一批学者, 如徐振武、夏国辉(1980)、安振昌、任国泰等(1985)、滕吉文等(1980)、潘作枢等(1980、1981、1984)、杨华等(1985、1988)均进行过一定程度的解释, 并提出了不少见解。安振昌等提出把青藏高原的异常磁场分为两个异常带和一个异常区, 即喜马拉雅异常带、冈底斯-雅鲁藏布异常带和藏北异常区。杨华根据青藏高原东部及邻区的航磁 ΔT 等值线图, 对青藏高原磁场的线性特征和主要构造格架, 作过详细的描述和分析, 他指出在青藏高原东部及邻区共存在有5条规模巨大的线性磁异常带, 即: ①沿龙门山, 康滇断裂带的长达1000余公里的线性负异常及串珠状异常带; ②希尔汉达布-阿尼玛卿山近东西向长达1500 km的线性异常带; ③金沙江、中甸-下关及红河等地的磁场线性分界带; ④唐古拉山南缘的安多-丁青到中扎-嘉黎, 显示为两条线性排列的串珠异常带; ⑤沿雅鲁藏布江河谷展布的以条带状正异常为主的壮观线性异常带。杨华在对青藏高原主要构造特征的分析中认为, 青藏高原内包含着地壳结构及演化历史不相同的两个巨大构造区域, 最明显的分界带位于金沙江-红河断裂带, 并认为这个分界带可能就是欧亚板块与冈瓦纳板块间的过渡构造区。安多-丁青断裂带及雅鲁藏布江断裂带在中生代不同时期, 它们曾先后组成为泛华夏古陆与印度大陆碰撞缝合构造带。

前人的工作和研究成果是我们本次工作的重要基础, 而本次工作也是对青藏高原地磁场资料分析、研究、利用的一个继承和发展。

全球岩石圈地学断面(GGT)计划是80年代后期世界地学研究前沿的重要方面, 该计划的目的是研究贯穿全球各大陆及其边缘的各大地构造单元的岩石圈结构特征、运动进程及演化规律。由于有关岩石圈深部介质与结构信息主要来自地球物理方法, 而有关岩石圈的演化记录, 又必须从地表及深部地质的研究中获得, 因而, GGT计划必须要综合利用所有可以利用的地质、地球物理资料, 以便从整体上分析认识岩石圈的结构与其在时间、空间上的演化进程。最后绘出至少深达莫霍面的地壳及上地幔结构断面图和发展演化的时空流程图^[22,23]。

在GGT计划的指导下, 青藏高原从地壳到上地幔的地质地球物理研究工作, 无论在深度和广度上都有很大进展, 并取得了一系列新成果。本专著是“青藏高原亚东-格尔木地学断面综合研究”项目中的次级课题“地体划分与断面构造的磁场解释”的研究成果。

作者从区域磁场和剖面磁场的特征出发,运用综合手段讨论并叙述亚东至格尔木地学断面走廊域及其附近地区的磁性分区、构造形迹、岩浆岩分布、基底起伏、地体划分及其边界断裂的解释推断,提出了亚东—格尔木地学断面地壳的磁结构和地质模型。

本课题是地矿部“七五”科技攻关项目,同时也是国家自然科学基金资助项目。

在完成课题研究过程中,我们曾先后得到过众多专家的指导和帮助,其中包括谭承泽、吴功建、肖序常、李廷栋、赵文津、滕吉文、刘国栋、安振昌、冯昭贤、郭铁鹰、张玉君、朱月娥、李光岑、高锐、孟令顺等。书中绝大部分图件由周春蓉同志清绘。在此一并表示深深的谢意。

目 录

引言

第一章 区域磁异常解释的有关问题	1
一、区域磁测资料的重要作用.....	1
二、区域磁异常源形成机理的几种看法.....	1
三、磁性层底界面的物理机制.....	3
四、研究工作的新进展.....	7
第二章 地体划分与地壳磁结构研究的方法技术	9
一、航磁数据的图像处理.....	9
二、深度滤波方法.....	13
三、磁性层下界面反演方法.....	22
四、视磁化率填图方法.....	26
五、重磁异常的相关分析(ICA)方法.....	31
六、重磁异常联合解释——人机交互式联合反演.....	36
第三章 亚东—格尔木地学断面的磁结构与地质解释	48
一、青藏高原的磁测长剖面.....	48
二、青藏高原地磁异常的正常场模式.....	50
三、青藏高原重磁场的总体特征.....	55
四、青藏高原长波磁异常的地质分析.....	56
五、青藏高原航磁数据图像处理结果分析.....	61
六、亚东至格尔木地学断面的地壳磁结构.....	65
七、地体划分与边界断裂.....	73
主要参考文献	76
附录	79
一、人机交互式重磁联合反演程序与使用说明.....	79
二、视磁化率换算的计算机程序与使用说明.....	81
三、重磁对应分析程序与使用说明.....	84
英文摘要	87

Contents

Introduction

Chapter 1 Problems about regional magnetic anomalies interpretation	1
1.1 Importance of regional magnetic data	1
1.2 Several pointviews about the sources of the regional magnetic anomalies	1
1.3 Physical mechanism of the bottom surface of the crustal magnetic layer.....	3
1.4 New development	7
Chapter 2 Methods for the division of terrance and the reconstruction of the crustal magnetic structure.....	9
2.1 Digital image processing of aeromagnetic data.....	9
2.2 Depth filtering method	13
2.3 Inversion scheme for the depth of the bottom surface of crustal magnetic layer	22
2.4 Apparent magnetic susceptibility mapping.....	26
2.5 Correlation analysis of gravity-magnetic anomalies	31
2.6 Simultaneous inversion algorithm of gravity and magnetic data—a computer-aid-interpretation technique.....	36
Chapter 3 Crustal magnetic structure and its geological analysis of the Yadong—Golmud GGT.....	48
3.1 Magnetic survey profile across the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau.....	48
3.2 Fashion of the normal geomagnetic field of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau	50
3.3 Framework of the gravity and magnetic anomalies in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau	55
3.4 Geological interperatation of the long-wavelength magnetic anomalies.....	56
3.5 Geological interpretation of the aeromagnetic images.....	61
3.6 Crustal magnetic structure in the Yadong—Golmud GGT	65
3.7 Terrances and their boundary fractures	73
Referance	76

Appendix	79
A. 1 User's guide of the computer-aid-interpretation gravity and magnetic anomaly simultaneous inversion program.....	79
A. 2 User's guide of the apparent magnetic susceptibility map- ping program.....	81
A. 3 User's guide of the correlation analysis program	84
Abstract in English	87

第一章 区域磁异常解释的有关问题

地磁测量法是所有地球物理测量方法中使用最广泛的一种方法。据不完全统计^[27]，在1961—1978年中，世界上每年的航空磁测测线长不少于2325万公里。其中大约60%的测量用于区域地质填图和矿产勘探，其次主要是用于石油勘探。这种工作的规模显然是巨大的。假如测量范围是均匀布置的话，那么到现在为止，地球的整个陆地上或许已经按小于2 km的测线距离进行了测量。

一、区域磁测资料的重要作用

区域磁测资料的重要作用可归纳为：

1. 圈定近代覆盖层下或原岩未恢复的强变质地层中的火山沉积带；
2. 确定和圈定构造后的侵入岩体，这类岩体中有代表性的是正长岩或火成碳酸盐杂岩体、金伯利岩、含锡花岗岩和铁镁质—超镁质侵入体；
3. 识别和解释断层、剪切以及破碎带，它们不但对各种各样的矿物基质起作用，而且间接控制围岩中次生的、与应力作用有关的矿化作用；
4. 解释位于碳烃和铀矿远景区的沉积盆地下的磁性基底的结构和构造；
5. 用于古界面和不整合面的详细填图，以便于勘查与此有关的矿产；
6. 直接探测磁铁矿床及与其共生的多金属矿床；
7. 确定利于地下水开采的环境，包括位于沉积覆盖层之下的晶质岩和基岩含水层中的裂隙；
8. 由磁异常反算视磁化率，并将其用于数万平方公里的地质填图。

以上所列远非区域磁测资料应用范围的全部，实际情况是其应用领域正在进一步拓宽。根据全球各大陆地磁异常的谱结构的研究表明，可以从大陆异常中划分出波长为70 km至1300 km的几类正的区域异常，它们有明确的地质含义，这对于了解地壳形成规律很有用^[28-30]。例如可以根据区域磁场圈定早太古代紫苏花岗岩—变粒岩带，这些带构成了原生地壳所划分的全球构造单元。区域磁异常还指示了裂谷的位置。地质体磁性增强与裂谷活动及其产物的再生变质作用密切相关，它确定了地壳和地幔进行“交换”的通道。因此区域磁异常也是了解地球演化过程的重要依据。

二、区域磁异常源形成机理的几种看法

由于区域磁异常中蕴含着有关大陆地壳和上地幔深部构造的丰富信息，因此国内外的地质、地球物理学家们对它的研究正不断深入，有关的认识和结论也在不断更新和修改。但是，对区域磁异常源形成机理的看法仍存在着分歧，总起来看有以下几种主要的观点：

第一种观点认为，区域磁异常是由固结后的地壳上部磁源所引起，且磁源的分布仅局

限在 (10—12)km 的深度以上。其根据是, 由基岩向结晶岩聚集的生长过程中, 以及在高度活动的大地构造带深部, 磁铁矿物的含量增加^[31]。

第二种观点认为, 区域磁异常源是一个起伏的界面, 在这个面上温度达到了磁铁矿的居里点。多数情况下, 其界面深度在上地幔之上; 也有认为上地幔物质也可以获得明显磁化 (尽管从岩筒中研究的上地幔捕虏体是非磁性成分的)。有的作者认为地盾与地台区的居里面起伏能够划分为不同的深度等级。以乌克兰地盾为例, 该界面的深度在 (55—120) km 范围内波动, 这种波动与区域磁异常的强度是相关联的^[32,33]。

第三种观点认为, 区域磁异常应由地壳磁性横向不均匀性来解释^[28,29,34-36]。这些区域磁异常源与大的地幔断裂 (裂谷成因的) 有联系, 并且与前寒武纪基底的正构造的时间属性相一致。这种正构造是粒变和向源的角闪相中变质的基性岩或花岗岩化中它们的捕虏体组成的。地壳磁性的横向不均匀性, 可由双层模型表示, 一是在 (5—8) km, 二是在 (25—30) km 深度上, 而且第二层具有较高的磁化率。因此可以说明区域磁异常的地质实质, 即区域异常源的出现, 是由于区域变质作用、花岗岩化作用和构造活化作用而造成的基性、超基性成分的地幔衍生物的复杂改组过程。

此种观点还得到以下研究结果的支持: 在研究了岩石的磁化率、密度、地震波速之间相关性模型, 以及对铁磁性矿物的环境即压力、温度、氧逸度 ($p-T-f_{O_2}$) 条件岩石学研究之后得出, 在地壳固结区, 对区域磁异常起主导作用的是深度在 30 km 以上的花岗变质岩层, 其磁化强度可达 1 A/m, 而下地壳 (玄武岩层) 的磁化率却降低了。否定了磁化率在深部增强的观点。有关密度、波速、磁化率的综合柱状图 1.1 所示^[37]。

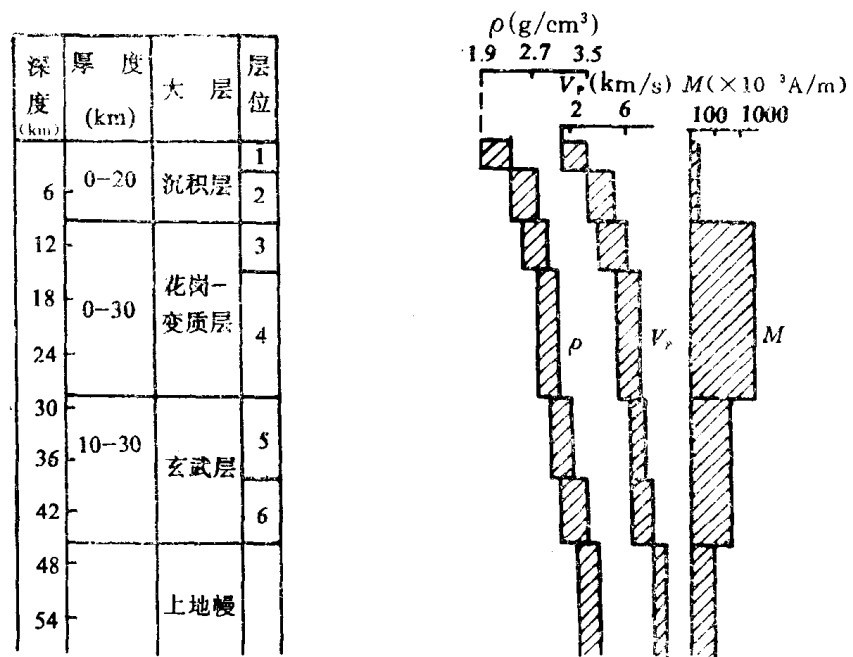


图 1.1 上地壳与下地壳的综合岩石物性深度剖面

1—近地表; 2—深部; 3—褶皱层; 4—结晶岩层; 5—硅铝铁镁层; 6—铁镁层

Fig. 1.1 Comprehensive depth profile of the physical properties of the rocks in upper and lower crust

1—shallow layer; 2—deep layer; 3—fold zone; 4—crystallizing layer; 5—silica-alumina-ferromagnesian layer; 6—ferromagnesian layer

第四种观点是,磁性随深度而增大,区域磁异常渊源于地壳深部。这是因为在地壳深部,除了浅部层已知的铁磁性矿物外,还可能出现特殊的磁性载体,其中包括铁和各种金属的熔融体。有资料表明,在下地壳和上地幔中存在着还原流体状态下形成的 α -物态的天然铁。这种金属铁,可在花岗岩类、安山-玄武岩质熔岩、暗色岩等岩石中见到。持这种观点的学者还认为,在深度增加情况下的温压同时作用,虽然使磁化强度减小,然而,在磁性矿物含量不变的前题下,由于粘滞磁化强度的增大,有可能在温度增高时,使岩石磁化强度增大^[38]。

对区域磁异常源认识有多种观点的原因在于:①地壳磁性结构的复杂性;②影响岩石磁性因素的多重性;③难以直接测定地壳深部岩石的磁性,也不能在深部源条件下,用古地磁学方法进行直接验证。对区域磁异常的解释,不同作者强调了不同的异常源的作用,因此磁异常反演结果的多解性,更是不可避免的了。为了克服这种困难,研究人员有必要不仅仅致力于反演方法的研究,而且还可借助于以下三个方面的工作:①综合使用最大范围的地质-地球物理信息来解释区域磁异常;②测定来自地幔的上升捕虏体和新鲜岩浆壳的下层物质的磁性,但尽量不要测定已出露地表的深部岩石,因其会受到各种叠加的次生变化影响;③在相当于深部压力、温度、氧逸度及其它给定条件下的人工系统中,进行岩石学和岩石磁学方面的研究。

三、磁性层底界面的物理机制^[39,40]

前已提到区域磁异常的形成机理之一是磁性层顶、底界面的起伏变化。磁性层的顶界面为变质基底顶界面,而磁性层的底界面通常称之为居里等温面,一般的定义是,岩石中铁磁性矿物因温度达到居里点而变为顺磁性时的温度界面,这个界面,即为岩石圈磁性层的底界面。据世界各地已有的资料表明,岩石圈居里面的深度在不同地域有很大的变化范围,由磁模拟计算结果,平均深度在北美为(20—48)km,苏联为(15—55)km,英国为(11—26)km^[41]。

影响居里面深度变化的主要因素可概括为:

- (1) 当地的地温梯度;
- (2) 钛铁磁铁矿($x\text{Fe}_2\text{TiO}_4(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$)的成分,取决于这个矿物系列的比例及其中的成分参数 x ;
- (3) 居里温度 T_c 随流体静压力(p)的变化,而 p 则随温度变化;
- (4) 饱和磁化强度 M_s 随深度以及由此而导致随温度升高的下降速率,到居里点温度时 M_s 减小到零。

上述诸因素中,地温梯度是计算等温线深度的一个基础,若取地下40 km以上地温梯度的平均数在地质区为 $10^\circ\text{C}/\text{km}$ 。再在钛磁铁矿矿物系列中取不同的“ x ”值——“ x ”值增大即钛铁共熔体中钛成分增加,则居里点温度就会降低。可得出不同地质区的地温梯度如图1.2^[42]所示。图中纵坐标表示深度与静压力,曲线①为低梯度区,例如美国的内华达山脉;曲线②为典型的古老地盾;曲线③为典型的海洋地壳;曲线④为高梯度区,如美国的盆岭区。A、B、C分别为 $x=0, 0.1$ 与 0.3 时的居里点温度线。由此可得到磁性层深度的极大值如表1.1。

表 1.1 不同地质区居里等温面的深度 H

Table 1.1 Depth of Curie isotherm surface in various areas

成分参数	海洋地壳 (km)	古老地盾 (km)	低梯度区 (km)	高梯度区 (km)
$x = 0$	33	60	68	23
$x = 0.1$	29	51	61	20
$x = 0.3$	23	40	52	17

可见不同地质区的居里深度可以相差很大，例如 $x=0$ ，即铁磁性矿物全部为磁铁矿时，达到居里点温度时的深度可从 23 km 变化到 68 km。

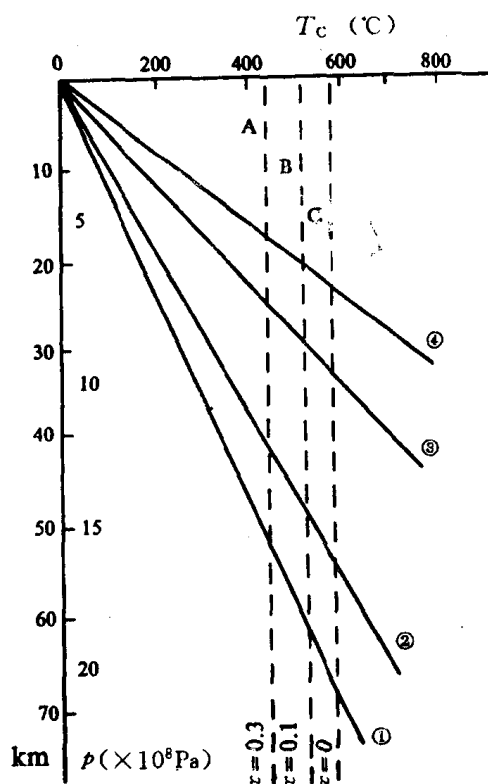


图 1.2 不同地质区的地温梯度

Fig. 1.2 Curves showing the geotemperature gradient in various areas

岩石圈磁层的下界面在不同地区有不同深度，它取决于地下温度场的分布条件和岩石的成分，而后者则会随着深度的增加（即温度和压力的增加）而发生变化。据研究，随着深度的增加，含钛、铁的硅酸盐岩系中，磁铁尖晶石为钛铁矿所取代，深度再增加钛铁矿又进一步被金红石所替代。所以地壳热结构研究的成果，对于我们认识磁层下界面具有重要的借鉴作用。下面我们将简要地讨论地球内部的温度分布，特别是地壳的温度分布。

目前，能直接测温的深度不过几公里，地球内部温度只能通过地球物理资料，固体物理以及高温高压实验结果等进行推断与分析。

地球最表层，由于太阳辐射的作用，岩石的温度呈周期性变化。这种周期性变化分为日变化和年变化，日变化的影响深度不超过 2m，年变化的影响深度约 (30—40)m。太阳辐射影响的深度范围，称为变温层。变温层下面是恒温层，它的温度相当于当地的平均温度。恒温层是一个很薄的过渡层，在它的下面是内热层（增温层）。内热层中温度随深度而增加，其温度分布由地球内部的热过程决定。

地壳内温度随深度 (z) 的分布，可由下式表示

$$T(z) = \frac{1}{k} [q - D A(z)] z + \frac{D^2}{k} A(0) \left[1 - e^{-z/D} \right] \quad (1.1)$$

式中 q 是地面热流密度（习惯上简称热流），通常由测量求得； $A(0)$ 是放射性物质在地表的生热率； k 是岩石层的热导率； D 是热流密度与深成岩生热率之间的转换系数。

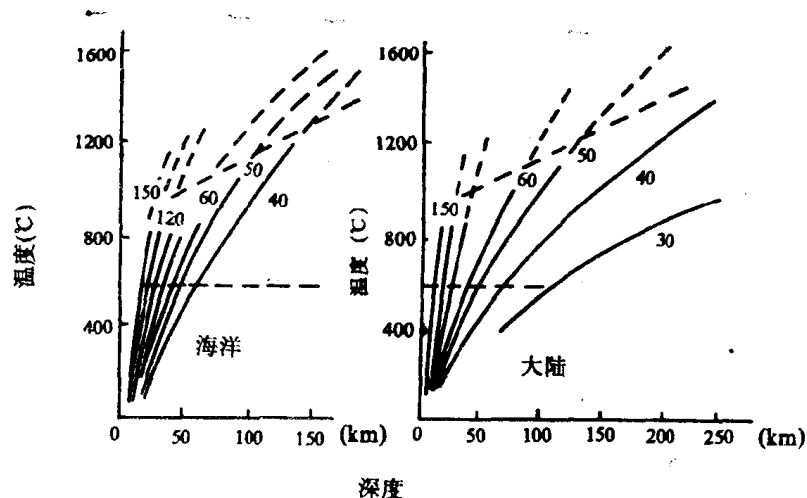


图 1.3 不同地面热流的地壳温度分布曲线

Fig. 1.3 Distribution curves showing the temperature within the crust calculated by various surface heat flow values

图1.3是根据不同地面热流值算得的理论曲线^[43],热流单位取为 mW/m^2 。当地面热流值是 $(40-50)\text{mW}/\text{m}^2$ 〔相当 $(0.97-1.20)$ 微卡/〔厘米²·秒〕〕时,由图可得在深度为 $(40-50)\text{km}$ 处对应温度是 $(500-600)^\circ\text{C}$,说明热流值在地面分布不同时,达到居里温度的深度也不同。下面表 1.2 所示结果是美国不同地质区的温度-深度关系^[44]。计算中假定地面热流一是来自地壳中的放射性热源,二是来自地壳和上地幔中的热源。数据表明居里面的深度在不同地质区差异很大,内华达州在 50 km 以上,而盆岭区在 $(20-25)\text{km}$ 之间,一般情况下为 25 km 左右。

表 1.2 不同地质区的温度-深度关系

Table 1.2 Temperature-depth relationship in various geological province, USA

深度(km)		0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
温度 (°C)	内华达	0	63	105	147	189	231	273	315	357	399	441
	美国东部	0	82	153	230	308	385	423	541	618	696	773
	盆岭区	0	136	252	389	526	663	800	937	1074	1211	1348

以上所述着重于将地壳磁结构与地壳热结构结合,并认为由磁异常计算所得的磁性层下界面即为居里面。

近年来,随着深部岩石物性研究的进展以及磁卫星资料的应用,又提出了另一种不同的认识,即莫霍(Moho)面也是一个磁性界面。其主要依据是,下地壳岩石的磁化强度与上地幔岩石的磁化强度相差十分明显,所以 Moho 面可视作磁性层的底界面,其原始依据有:

(1) 壳、幔岩石的磁学研究。美国学者 Wasilewski, P. J. 在 1979 年测定了美国国家自然博物馆提供的地幔岩标本,其磁化率值为 $4.09 \times 10^{-4}(\text{SI})$,这个数值远小于地壳磁性基底岩石的磁性强度,这在文献中是较早地明确提出, Moho 面是磁性层下界面的一种

看法。前苏联学者测定了几百块采自蒙古的火山玄武岩的深部捕虏体标本的磁化率^[46]，其中的部分结果列于表 1.3。

表 1.3 蒙古汉石夏依高地沙瓦雷恩—察拉姆火山玄武岩的深部捕虏体的磁化率
Table 1.3 Magnetic susceptibility of deep xenoliths in Shawalei'en-Chalamu volcanic basalt exposed in Hanshigeyi Highland, Inner Mongolia

岩石类型	样品数量	磁化率(SI)及其样品分布的百分比(%)			
		$<10^{-4}$	$(1-5) \times 10^{-4}$	$(5-10) \times 10^{-4}$	$(1-2) \times 10^{-3}$
二辉橄榄岩	122	100	—	—	—
带状二辉橄榄岩	32	84	16	—	—
含花岗岩的捕虏体	77	88	8	4	—
绿色辉岩	39	100	—	—	—
黑色辉岩	208	55	23	12	8

由表可见，90%以上深部捕虏体标本的磁化率值小于 $(5-10) \times 10^{-4}$ (SI)，而且大多数均不足 10^{-4} (SI) 的数量级。将磁性测定结果，结合深部压力、温度和氧逸度的岩性试验后得出，大陆稳定的构造单元下，地幔和地壳底部，氧化条件占统治地位，上地幔中基性超基性成分的岩浆结晶作用，使共生矿物不含铁磁性矿物，即上地幔中不含原生的岩浆磁性活化体。

为了与上地幔岩石的磁性作对比，表 1.4 中列出作者采自地台区地壳内深变质岩标本的磁化率值。

表 1.4 地壳内深变质岩的磁化率值 ($\times 10^{-4}$ SI)
Table 1.4 Magnetic susceptibility of high-grad metamorphic rocks

片麻岩	88—377	黑云母混合片麻岩	50—377
混合岩	88—377	角闪岩	163—377
黑云母变粒岩	38—352	结晶片岩	88—189
黑云二辉片麻岩	113—327		

Moho 面作为一个密度与速度分界面，已是公认的看法。那么 Moho 面是不是一个磁性分界面呢？从上 1.4 表的数据及图 1.1 所提供的地壳和上地幔综合岩石物性柱状图可以说明，地壳和上地幔的分界面上，不仅密度 (δ) 与速度 (V_p) 有明显变化，而且磁化强度 (M) 也有明显变化，只不过前者是增大，而后者减小，地壳岩石（花岗—玄武岩）与上地幔岩石的 M 值可相差一个级次。因此 Moho 面是一个磁性分界面有可能成立。

(2) 利用大范围的地磁场资料，尤其是利用 MAGSAT 磁卫星资料，是可能解释区域磁异常深部源的另一途径。Ruder 等 (1986) 曾对照磁卫星资料与滤波处理后的航磁、重力资料，解释了美国东南部的上、下地壳；Mayhew (1985) 对美国肯特基州磁异