

区域磁异常定量解释

管志宁 安玉林 著

12

地质出版社

区域磁异常定量解释

管志宁 安玉林 著

地质出版社

(京)新登字580号

区域磁异常定量解释

管志宁 安玉蓉 著

责任编辑：曹 玉

地质出版社出版发行

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(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：850×1168¹/₃₂ 印张：7.625 字数：197000
1991年12月北京第一版·1991年12月北京第一次印刷
印数：1—1000册 定价：6.05元
(ISBN 7-116-00939-6/P·802)

序 言

近20年来,随着航空磁测的普遍进行和卫星磁测的逐步开展,已能取得大范围,甚至全球的高质量磁异常图。如何利用这些磁异常图所反映的长波磁异常来研究地壳深部磁结构,定量地解决深部构造使之用于深部找矿、地震区划以及地球磁场的基础研究等已成为地球物理研究工作中的一个重要方面。

目前,我国大陆航空磁测已覆盖850万 km^2 ,已编出1:400万全国航磁图及1:100万中国东部航磁图。这些资料已被科研生产单位广泛用来划分大地构造及研究深部地质构造。我们自80年代开始,结合地质矿产部科研项目“中国东部区域物探对地质构造和矿产预测研究”、“秦巴地区地球物理场的特征与地壳构造格架关系的研究”和联合国援助的“石油地球物理勘探数据处理软件系统开发”项目,在深入研究国内外现状的基础上,系统地开展了区域磁异常定量解释的理论和方法研究。在80年代的10年中,在理论和实践的基础上,使我们逐步认识到这方面工作的特殊性,不能简单照搬金属矿区定量解释方法。这是因为:①地壳区域磁场场源具有纵向分层、横向分块的特点,不同于金属矿区有限的孤立形体;②地壳区域磁异常延展范围大,场源充满整个测区,反演参数个数常常与测点数相等,这是一种特殊类型的反问题;③大区域磁异常观测面常呈球面分布,由于南北方向纬度变化大,地磁场倾角变化明显,因此需要研究球坐标下以及变倾角条件下的处理解释方法等。针对上述特点,我们分析研究了目前地壳区域磁异常定量解释的现状,发现有几种倾向值得注意:①对区域异常源模型的可能形态缺乏足够认识;②忽视反问题多解性和反演方法应用条件;③随意运用概率统计理论给出一些有问题的异常处理和反演方法。这些方法的应用将降低区域磁异常

反演的地质效果。为了克服这些倾向，我们对地壳区域磁异常这一特定对象的定量解释问题进行了理论、方法及应用方面的系统研究，力求使所用的方法建立在严格的理论基础上，以期提高方法的效果，促进解释理论的发展。

本书共分六章，第一章在分析现有不同地壳磁模型的基础上，提出了本书重点研究的区域场场源模型。第二章针对大区域出现的曲面、球面问题和变磁化倾角情况，提出了相应的处理和转换方法。其中，我们研制成的正则化滤波方法将作为有效的提取区域磁异常的手段用于以后各章的定量解释中。为了说明正则化滤波方法的特点，还对常用的匹配滤波、补偿圆滑等滤波方法进行了对比评述。第三章提出了等效界面模型的概念，分别在空间域、频率域建立了磁性界面和磁性层的正演方法。其中，我们从磁场一般积分表达式出发，经台劳级数展开和傅里叶变换所建立的适用于变磁化强度磁性层的频率域级数表达式具有推导简便、易于掌握的特点。提出的球壳形磁性层磁场的正演方法是正演卫星磁异常的基础。第四章从空间域、频率域出发系统地论述了磁性单、双界面反演埋深的方法，对磁性界面反演的多解性和定解条件作了系统的理论分析，在此基础上对国内外同类工作中违反多解性和定解条件的错误和问题作了评述，以期引起使用这些方法的工作者注意，并给出了京津地区航磁定量解释的实例。第五章系统地论述了磁性层及球壳层层面埋深的反演方法；若在上层面埋深和磁性给定时，则给出了反演（居里面）磁层下底面的方法。在上述分析的基础上，特别对颇有影响的 Spector 等提出的统计模型与单体模型等效观点所采用的反演方法进行了剖析，论证了方法在理论上存在的问题，以期引起人们在使用这个方法时注意，并对所得反演结果的含意和可靠性有一个正确的认识。第六章提出了能消除负磁化强度的磁性层、球壳层反演磁化强度的理论和方法，并给出了在秦巴地区的应用实例。最后还对有些学者应用向上延拓和窄带滤波实现磁化强度分层反演时存在的问题进行了评述，这将有助于人们正确评价和使用这些方法。

上述内容力图针对区域磁异常的三个特点和克服当前存在的三种倾向进行系统论述，但由于研究对象的复杂性和作者水平的限制，难免有不当和错误之处，恳请读者批评指正。

本书由中南工业大学程方道教授审阅了全稿，提出了宝贵意见，在此深表谢意。

目 录

第一章 地壳区域磁场场源及其模型	1
§ 1.1 区域场场源的浅成论.....	1
§ 1.2 区域场场源的深成论.....	6
§ 1.3 居里面或莫霍面成因论.....	10
§ 1.4 地壳磁化强度均衡论.....	13
§ 1.5 区域场场源磁模型.....	18
第二章 区域磁异常的处理转换方法	21
§ 2.1 提取区域磁异常的方法.....	21
§ 2.2 频率域位场曲面延拓方法.....	35
§ 2.3 频率域磁场化极方法.....	40
§ 2.4 地球坐标系中磁场转换方法.....	54
§ 2.5 综述与评论.....	62
第三章 磁性界面与磁性层磁场的正演方法	68
§ 3.1 磁性界面磁场的正演.....	69
§ 3.2 频率域磁性层磁场的正演.....	87
§ 3.3 球壳型磁性层磁场正演.....	96
§ 3.4 球坐标系中有限磁层磁场的正演方法.....	101
第四章 磁性界面的反演方法	107
§ 4.1 常 J 界面的迭代反演法.....	108
§ 4.2 常 J 与变 J 界面的频率域直接反演法.....	117
§ 4.3 磁性界面反演时“等效界面”场的提取、 反演多解性分析及双界面的统计解.....	127
§ 4.4 京津部分地区及华北地区航磁资料反演 实例.....	139
§ 4.5 前人方法中存在问题的讨论.....	151

第五章 磁性层层面埋深反演方法	167
§ 5.1 三维磁性层层面埋深反演方法.....	167
§ 5.2 球壳型磁性层层面埋深反演方法.....	179
§ 5.3 常 J 有限球壳下层面埋深反演方法.....	189
§ 5.4 评 Spector 等效论及有关居里面反演方法.....	190
第六章 磁性界面与磁性层的磁化强度反演方法	200
§ 6.1 磁化强度反演的基本理论.....	200
§ 6.2 磁性层磁化强度反演方法.....	203
§ 6.3 反演方法综述与评论.....	218
§ 6.4 视磁化强度填图在秦巴地区的应用.....	227

第一章 地壳区域磁场场源及其模型

大多数研究工作者认为,地球磁场由基本磁场(包括地球中心偶极子场和大陆级范围分布的非中心偶极场)、地壳磁场(包括区域磁场和局部磁场)、变化磁场(包括地球内源引起的长期变化场和地球外部源引起的短期变化场)等几部分组成。地壳磁场主要由包含在地壳内的场源引起,是地球磁场中的异常场,简称为磁异常。就研究地壳磁性结构问题而论,地壳磁场中,波长 $<50\text{km}$ 范围的磁异常,称为局部磁异常,它由地壳浅部存在的异常源(即各种岩体及磁性地层等)引起;而波长 $>50\text{km}$ (主要为 $50-1600\text{km}^{(1)}$)范围分布的磁异常,称为区域磁异常,其异常源机制及分布范围是研究工作者长期探讨而迄今仍存在严重分歧的重要课题。

本章综合阐述国外研究工作者(主要是苏联学者)关于地壳区域磁场场源的形成机制和分布范围的各种观点,并据此给出其地质-物理模型,为以后各章正反演提供研究对象。

下面分区域场场源的浅成论、深成论、居里面或莫霍面成因论、地壳磁化强度均衡论,以及区域场场源模型等五节加以阐述。这里所谓的浅与深,并没有严格的规定。浅,一般指深度小于 30km 的上部地壳;而深,指的是深度大于 30km ,直至上地幔部分。

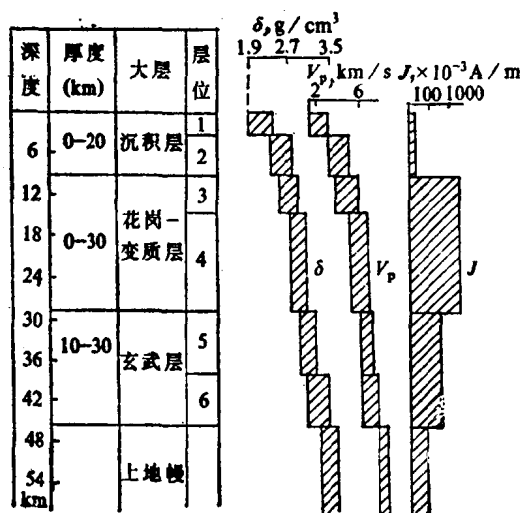
§ 1.1 区域场场源的浅成论

参考文献[1]的作者们,在其文章中详细论述了区域场场源浅成观点。概括起来就是:地壳区域磁场主要是由位于上部地壳、厚达 30km 的花岗-变质岩层所引起。该层上界面深 $5-8\text{km}$,

下界面深25—30km，层内磁化强度沿横向分布不均匀。而位于下地壳的“玄武质层”，磁性减弱，不能产生明显的区域性磁异常。

关于该区域异常源的成因，文献〔1〕的作者通过对乌克兰、阿尔丹、波罗的等三个地盾的地质与地球物理资料综合研究指出：该区域磁异常源系次生成。它们生成于原生地壳张裂带（裂谷成生带）中，是由于在变粒岩相遭受区域变质、高温退化变质、花岗岩化以及发生构造、岩浆活动的过程中，基性、超基性的地幔转生岩的贯入和复杂蚀变所造成。

上述论点的第一个证据，是地壳和壳下层综合深部岩石物理剖面（图1.1）。由图可见，在固结地层中，厚达30km的花岗—变质层的磁化强度达 $1000 \times 10^{-3} \text{ A/m}$ 以上，其上界位于8km左右，下界位于28km左右；玄武层的磁化强度 $< 500 \times 10^{-3} \text{ A/m}$ ；沉积层几乎无磁性；上地幔磁性亦很弱。故花岗—变质层应为地壳区



1.近地表；2.深部；3.褶皱；4.结晶岩；5.硅铝—铁镁质岩；
6.铁镁质层

图 1.1 地壳和壳下层综合深部岩石物理剖面⁽¹⁾

域磁场的主要场源。

上述论点的第二个证据,是苏联区域磁异常分布的共同之点:①异常带主要位于硅铝层地壳巨大板块缝合线及其附近;②异常区岩石中有紫苏花岗岩、紫苏花岗岩闪长岩、角闪岩、基性和超基性线性体、变质的变粒岩和高温角闪岩。异常区内的混合岩、花岗岩、变质岩与邻区相同的岩石不一致,饱含磁铁矿;③主要异常对应于太古代基底正构造、线状古隆起、深剥蚀带,以及地台的构造岩浆活动带;④异常带及其边缘与晚太古代—早元古代地壳变厚的地段相对应;⑤异常带边缘常伴有不同成因的铁矿。

正是根据这种浅成论点,文献〔1〕的作者建立了苏联ⅧГСЗ剖面地壳磁模型(图1.2)。

参考文献〔2〕的作者们完全赞同文献〔1〕作者的浅成论观点。他们应用符合该观点的岩石实验资料和深部岩石俘掳体岩石学与岩石磁学研究结果予以说明。这里,铁磁性矿物的成分和含量取决于压力—温度—氧挥发度($P-T-fO_2$)条件这一岩石学与岩石磁学规律,是他们的理论依据。

他们指出:对深部任何成分的岩石而言,其形成的铁磁性矿物都有个极限压力条件,大致为 $20-25 \times 10^8 \text{ Pa}$,或相当深度为 $60-80 \text{ km}$ 。当压力进一步增大时,在含钛、铁的硅酸岩系统中,铁尖晶石变为钛铁矿,钛铁矿变为金红石,即铁磁性矿物含量减少,磁性变弱。铁磁性矿物的成分和含量取决于 $P-T-fO_2$ 条件。对熔融玄武岩的试验结果可见,当压力由 $1 \times 10^8 \text{ Pa}$ 增至 $13 \times 10^8 \text{ Pa}$ 时,铁磁性矿物含量大大降低,以致不能测到区域异常场。据此推测,磁源深度不会超过 45 km 。实验还表明,在石英—磁铁矿—铁橄榄石(KMΦ)缓冲系统中参与反应的氧挥发度,也许是形成铁尖晶石岩浆的一种界限。因此,在深部较为还原的条件下,铁尖晶石将不在硅酸岩系统中结晶,至少不应在基性成分的岩石中结晶。综上所述可知,处于下部地壳的玄武岩质层,其磁化强度必然较弱,不会成为区域异常场的主要场源。

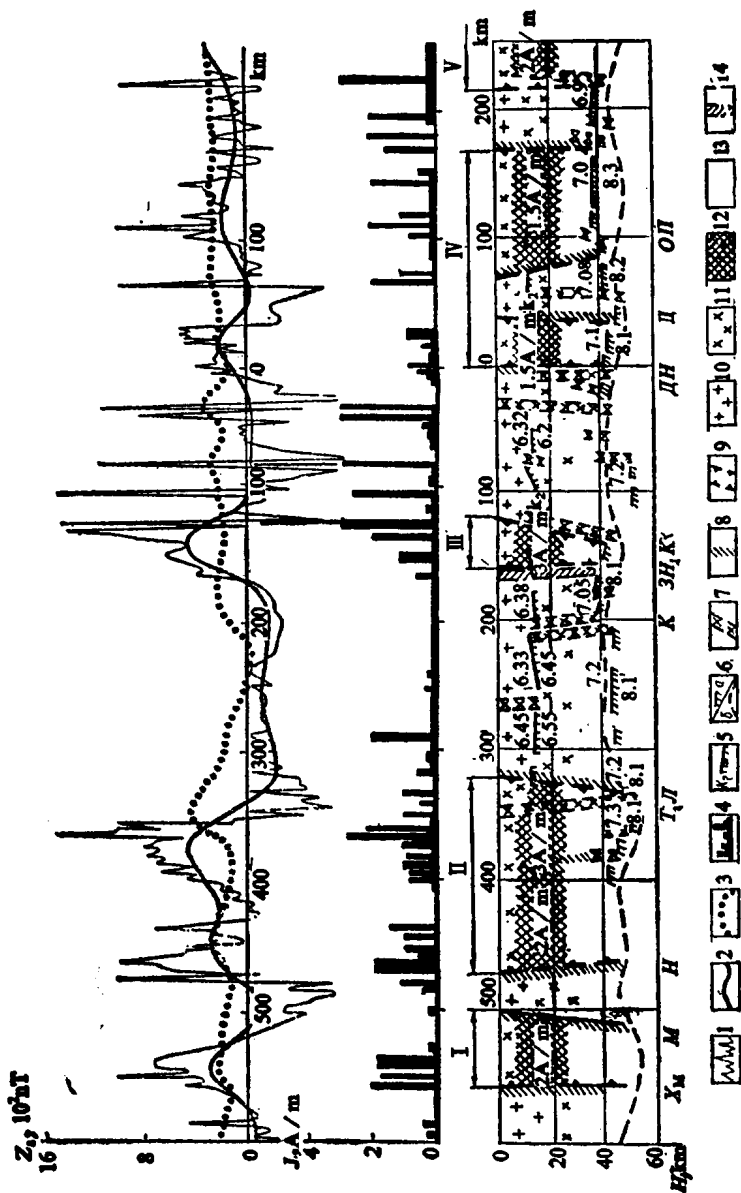


图 1.2 苏联 ГС3 剖面地壳磁模型^(C)

1—观测面上 Z_0 曲线, 2—10km高平面上 Z_0 曲线, 3— Δg 曲线, 4—基底岩石磁化强度, 5—强反射地层 K_2 , 6—(a)M氏面反射区, (b)据区域磁场推测的M氏面起伏, 7—据区域地震测量确定的深大断裂, 8—据综合地质—地球物理资料确定的断裂, 9—推测的塞办花岗岩—变质岩带边界, 10—磁化强度达0.2A/m的花岗片麻岩层, 11—磁化强度达0.7A/m的花岗片麻岩层, 12—基性区域变质岩, 13—弱磁性下地壳, 14—传导率异常

他们根据上述实验，得出存在铁磁性矿物的极限（临界）条件是：压力低于 $20-25 \times 10^8 \text{Pa}$ （就形成区域磁异常而言，应该是 $P < 13 \times 10^8 \text{Pa}$ ）；温度低于玄武岩的液相线（约为 1200°C ）；氧挥发度高于 $\text{KM}\Phi$ 缓冲系统。他们据此，加上对来自于地幔岩的各种成分的俘虏体的研究，否定了上地幔存在地壳区域场源的可能性。

俘掳体岩石标本采自地台活化区或裂谷带中的地幔岩（金伯利岩和碱性似玄武岩等），见表1.1。这些地幔岩的生成环境，显然达到或超过了铁磁性矿物存在的 $P-T-f\text{O}_2$ 极限条件，应无磁性或极弱，表中数据恰恰证明了这点。由表可见，90%以上俘掳体磁化率小于 $(5-10) \times 10^{-4}(\text{SI})$ ，且大多数低于 $10^{-4}(\text{SI})$ 数量级。其中，称为“绿色”系列的镁质超基性俘掳体实际上无磁性。称之为“黑色”系列的俘掳体，乃是发育在大陆现代裂谷构造之碱性玄武岩中的镁质超基性岩，其磁性较强，但仍不足以引起区域异常。

表 1.1 蒙古汉石夏依高地沙瓦雷恩—察拉姆
火山玄武岩中深部俘掳体的磁化率

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	—	—
含花岗岩的俘掳体	77	88	8	4	—
绿色辉岩	39	100	—	—	—
黑色辉岩	208	55	23	12	8

矿物学和岩石磁学研究结果表明，上述岩石中并不存在原生铁磁性矿物，这充分说明地球上地幔的氧电位并不高。另外，据上地幔岩石矿物中的 $f\text{O}_2$ 直接测定矿物中二价、三价铁含量比的定量测定以及对上地幔气体成分的估计可以认为，就整体而言，

上地幔中氧的挥发度不高，故硅酸岩系中不会有磁铁矿物出现。加上压力对硅酸岩系熔点的影响，地幔中基性、超基性岩浆在低氧化条件下，不会形成铁磁性共生矿物，可见在上地幔原生岩浆中不会有磁性体存在。

文献〔2〕的作者们还进一步论证了如下结论：稳定地台和下地壳中变粒岩——基性基底状态，无论以岩浆方式还是以变质形式，都不是铁磁性体形成的积极因素。高含量铁磁性矿物的出现只与构造强烈活动带中的变质过程与交代作用有关。深部物质的多次活动是在原生流体影响下发生的，而深部 $P-T-fO_2$ 方式的动力学，决定了铁磁性矿物富集的各种局部形式。

§ 1.2 区域场场源的深成论

参考文献〔3〕的作者是坚持地壳区域场场源深成论的代表。这种深成论观点认为：地壳近地表沉积岩和上地壳无磁性；地壳其他部位岩石磁化强度随深度增大成层状增加；故位于上地壳的花岗—变质层磁性较弱，为地壳区域场次要场源；而主要位于下地壳（ $>30\text{km}$ ）的玄武质层是该场主要场源；居里等温面和莫霍面中较浅者为该主要场源底界。

实际上，70年代中，大多数学者研究认为〔4〕，花岗岩质层磁化强度较弱，小于 $1000 \times 10^{-3} \text{A/m}$ ，而玄武岩质层磁化强度较强，约为 $2000-4000 \times 10^{-3} \text{A/m}$ ，故玄武岩质层是引起地壳区域场的主要场源，并以此为依据构制地壳磁模型。

这种认识的依据之一，是岩浆岩磁化强度与基性度之间的关系。大量标本测定资料表明，岩浆岩由酸性、中性到基性，其磁化强度逐渐增加，基性岩浆岩磁化强度比酸性岩浆岩的大得多。这种认识的依据之二，是各种相关统计资料和磁场解释资料。这种认识的依据之三，是地壳深部岩石磁性增强机理〔5〕。

地壳深部磁性增强机理，与上节中 $P-T-fO_2$ 对岩石磁性的控制正好相反，可归纳为如下三种机制：①霍普金森效应。单畴

和多畴颗粒在临界阻挡温度之上、比居里点低 $50-100^{\circ}\text{C}$ 左右的温度上，由于具有超顺磁性而呈现很强的磁化率。但这种效应形成的磁性层较薄 ($<5\text{km}$)，不足以解释区域异常。如果考虑到在较小深度岩石中钛磁铁矿含量增加，即使在 $200-400^{\circ}\text{C}$ 温度范围内，仍有可能出现霍普金森效应，使磁性层厚度增大，成为区域场场源。②粘滞增强效应。Coles (1979) 通过对强磁异常区的深钻岩心标本在 $100-350^{\circ}\text{C}$ 长期高温（这种温度在地壳中是典型的）下的观测表明，在几个月内，粘滞磁化强度可达到与感应磁化强度相比拟的数值。而在高温高压下，前者可超过后者数倍。如果地壳深部确实存在着上千公里范围的横向变化，则磁化强度的粘滞磁增强可能是地壳区域场的来源。因现代地磁场已有 6Ma 相对稳定的历史，这一时间因素不容忽视。③壳内化学作用影响。地壳内产生的化学过程可使铁磁性相发生重要变化，从而大大改变已固结岩石的总磁化率。例如，当造山运动或裂谷现象发生时，大陆地壳中强度达 600°C 的高温氧化，至少可深达角闪岩的标高，而析离出高磁化率富含铁的铁磁性相，并形成中间组分钛铁矿，使磁性增强。

文献[3]的作者赞同上述依据，还以下面论据支持深成论观点。这些论据是：①岩石样品物性相关分析资料；②地壳深部岩层磁化强度处于均衡状态的假设及其推论；③地壳深部可能存在特殊的磁性载体。

作者们通过对岩石样品磁化强度、密度和纵波波速等物性测定结果研究得出：地层埋深—密度—速度间存在正相关关系（与图1.1相同）；而磁化强度与密度，磁化强度与速度之间同样存在正相关关系（这与图1.1恰好相反）。于是推出：岩层磁化强度与深度正相关，即磁化强度随深度增加而增加，有力地支持了深成论。

大量岩石磁化强度测定及磁异常解释经验表明，大陆地壳结晶岩石基本上按现代地磁场方向磁化，其粘滞剩磁亦系在现代地磁场作用下获得的。于是，在区域磁场解释中形成了一个重要概

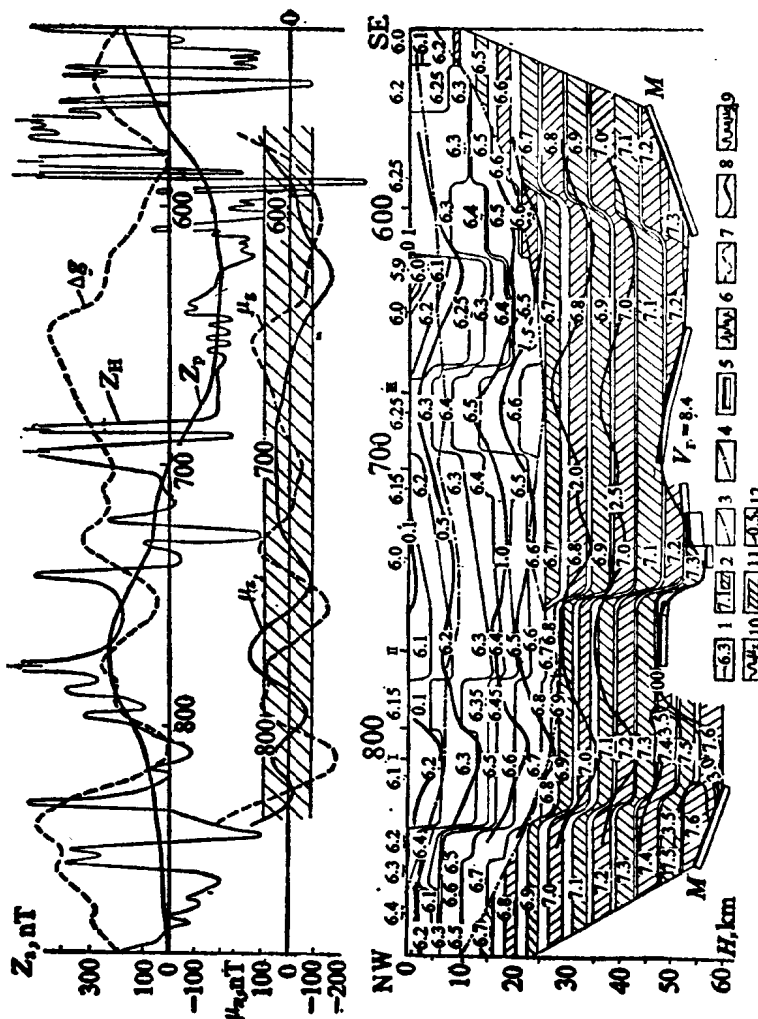


图 1.3 苏联综合地质调查区段 VI 地壳磁模型 (a)
 1—速度等值线; 2—速度的置信区间; 3—反射波研究层下界; 4—准折射波研究层下界; 5—M 氏反射界面
 的置信区间; 6—观测的磁曲线 Z_H ; 7— Δg 曲线; 8—区域磁场分量 Z_p ; 9—重力场与地震波速一致函数
 数曲线 (μ_2); 10—磁场与地震波速一致函数数曲线 (μ_1); 11—函数 μ_2 和 μ_1 的标准函数区; 12—磁化强度等值线

念——陆壳深部岩石磁化强度均衡假设，即岩石磁化强度与过去历史无关，只取决于现代地磁场。作者们通过对形成磁化强度均衡状态的充分条件（即铁磁性颗粒内部磁场 H_i 为零）的研究，给出一个重要推论：地壳岩石磁性不均匀性主要由铁磁性体的体积含量所引起，而与其物质成分及固有磁化率、温度、压力条件无关。处于地壳深部的基性岩石恰有较高的铁磁性矿物含量，必然成为区域场的主要场源。

作者们研究认为，地壳深部有两种磁性载体：一是已知的磁铁矿；二是铁和各种金属熔融体等。深部岩石中之所以含有磁铁矿，是因为在压力 $< (13-14) \times 10^8 \text{ Pa}$ （对应深度为40—60km）时，可以从与玄武岩相近的含有大量铁的地幔熔岩中产生磁铁矿；被岩浆带到地面的俘掳体，除无磁成分外，还有含1—5%磁铁矿的高度变质基性岩就是证明。在地壳深部，除了已知的铁磁性矿物之外，还可能存在特殊的磁性载体，其中包括铁与各种金属熔融体。这是因为，有资料表明，在下地壳和上地幔中，有还原流体状态下形成的 α -物态天然铁，它可在花岗岩类、安山-玄武质熔岩、暗色岩等岩石中见到。这种天然铁，在温度 $T < 600^\circ \text{C}$ （即接近地台地壳底界温度及磁铁矿居里点）和压力 $P \leq 10^9 \text{ Pa}$ 范围内，在同一温度、压力条件下，因氧位升高，即还原流体在地壳深部由下向上活动过程中与围岩发生相互作用受到氧化，会很快变为磁铁矿，使岩层磁性增加。

作者们指出，含有百分之几磁铁矿的玄武质层，指的乃是高温角闪岩和变质粒变岩相的紫苏花岗闪长岩—玄武杂岩，它足以形成几个A/m单位的磁化强度。在600—650℃温度及 $12 \times 10^8 \text{ Pa}$ 压力下，地壳下部高度变质的粒晶玄武岩的范围可达40km深处。

正是根据这种深成论观点，文献〔3〕的作者建立了苏联VI号测浅某段地壳磁模型（图1.3）。