

福建省地壳—上地幔结构 及深部构造背景的研究^①

王培宗 陈耀安 曹宝庭 潘金滇 王长炎

(福建省地质勘查技术院, 福州, 350011)

摘 要 本文主要根据区域、深部物探资料成果, 结合地质特征, 综合论述了与福建省地壳—上地幔及深部构造背景有关的重要基础地质问题: 本省地壳可分为上、中、下三层, 内有七个速度层, 壳—幔分为七个电性层, 据此建立了地壳—上地幔综合柱状图及圈层结构综合模式; 省内断裂分为岩石圈、地壳、基底、盖层四种类型, 最重要的断裂有七条, 总结出本省构造格架具有东西分带、南北分块的特征; 深部构造从东到西地幔具有陡坡带—拗陷带—缓隆带及岩石圈顶面具有深凹陷—狭窄隆起带—隆起的分区特点; 提出松溪—长汀、滨海两条古俯冲带, 将本省及邻区划分为武夷、戴云、台湾三个古板块及四个相应大地构造单元; 提出在同安—莆田一带深凹陷上存在印支期古俯冲事件残迹, 并探索了与其有关的四个大型推覆构造、三个环状构造, 以及东部火山岩区存在古裂堑构造等; 将省内花岗岩类成因划分为 I、S 及过渡型, 探讨了它与深部构造及与板块活动关系等; 论述了深部构造与内生金属矿床分布的关系, 总结出了控制本省矿床形成的七种基本要素, 圈出了三条主要成矿远景带及 17 个远景区, 为今后进一步开展地勘工作提供了依据。

关键词 地壳—上地幔结构 福建 区域地质构造 深部构造

福建省位于亚洲大陆东南缘, 在全球构造位置上属欧亚板块与太平洋板块相互作用地带, 是全球地质构造活动最强烈的地区之一, 也是研究地壳—上地幔结构和活动大陆边缘演化规律得天独厚的窗口。

省内地层较发育, 除志留系、中一下泥盆统和下第三系缺失外, 自元古界至第四系均有出露。岩浆活动十分频繁, 且分布广泛, 延续时间长, 具有多期多阶段特点。火山活动始于晚元古代, 结束于晚第三纪, 有四个活动大旋回, 16 个含火山岩层位, 其中以晚侏罗世—早白垩世火山活动最为强烈, 规模最大, 喷出物广布全省, 尤以东部地区最为发育, 出露面积约占全省陆地面积 31%。侵入岩分布广泛, 自晚元古代开始, 地壳演化各主要阶段均有岩浆侵入活动, 出露面积约占全省陆地面积的 33%^[1]。侵入岩是多种物质来源、多种形成方式的产物, 除直接来源于上地幔的超基性岩外, 花岗岩类还可划分为多种成因类型。它们的形成和空间展布往往与板块活动、地壳结构、地壳活动性质、深部构造等密切相关, 是研究地壳—上地幔结构及深部构造背景的重要地质依据。本省大地构造划分各家不一, 显然是限于以

本文 1992 年 12 月 28 日收到, 1993 年 4 月 10 日改回。

① 参加本项目研究工作的还有潘晓燕、吕永平、郭锡斌、张金明和蔡建设等同志。

往地质工作程度，特别是深部地质、物探资料的匮乏，因此对本省复杂地质构造的认识一直是中外地质工作者在不断努力探索的热门课题。

1983 年以来，我局物化探大队与地矿部及中国科学院所属单位合作，以“区带剖面”深部地球物理调查和以勘查地热、石油资源和区域稳定性评价为目的，在我省开展了大量深部地球物理调查工作。采用了包括人工爆破地震、微地震、大地电磁测深、大地热流测量、地磁差分、古地磁、遥感等物探方法。1985—1986 年间，我省地震局系统也在沿海开展了多次人工爆破地震测量。为此我省投入的深部物探方法之多、工作量之大已跨入了全国前列。加上已完成的 1：5 万重力测量等，为我省积累了丰富的区域和深部物探基础资料。全省已完成的深部物探工作见图1。近几年来开展了与区域和深部地质有关的科研项目有十多项，得到

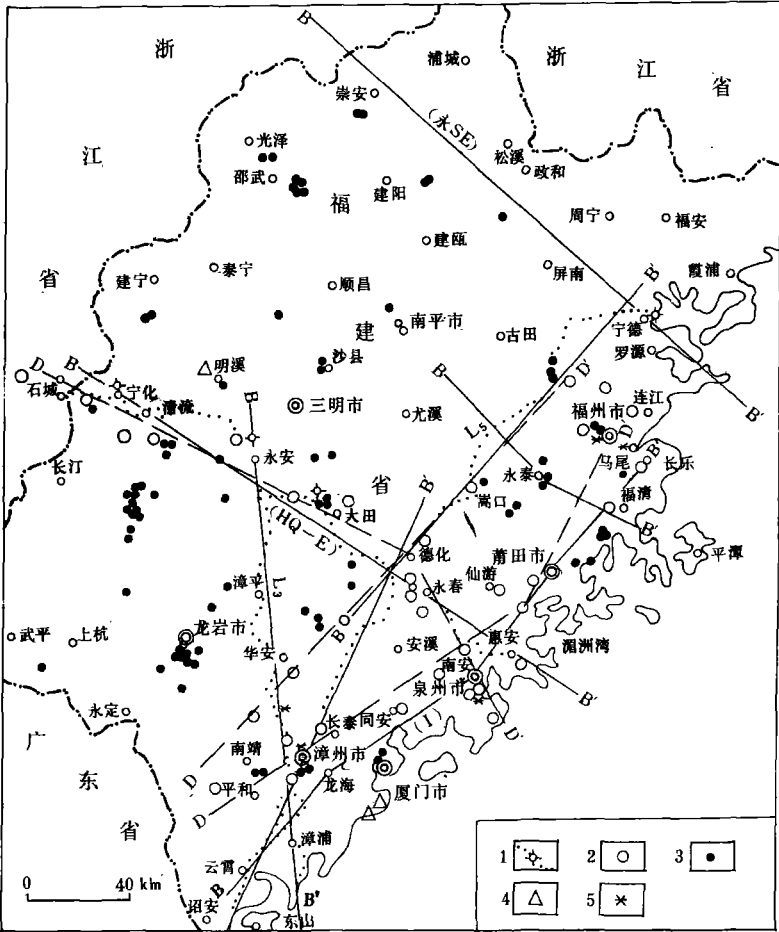


图 1 福建省深部地球物理工作分布图

1—爆破地震炮点及观测路线；2—大地电磁测深点；3—井温测量点；4—古地磁标本采集点；5—微震台网；
B-B'—爆破地震剖面；D-D'—MT 剖面。

Fig. 1 Distribution map of deep geophysical operations in Fujian Province

1—artificial seismic shotpoint and surveying route; 2—magnetotelluric sounding spots; 3—well-temperature observation points; 4—paleomagnetic sampling spots; 5—microseismic stations; B-B'—artificial blasting seismic profile; D-D'—magnetotelluric sounding profile.

了不少新认识和新成果，深化了我省深部地质-地球物理研究程度，揭示和建立地壳—上地幔结构模型，研究地壳演化规律，提高地质找矿效果和地质灾害的预见性。

1 地球物理资料的综合整理和研究

1.1 岩石地球物理特征

1.1.1 密度特征

根据我省 1：50 万重力调查所进行的较系统的物性（密度）研究工作，综合我省各类岩石密度资料（图 2、图 3）可归纳出如下特点：

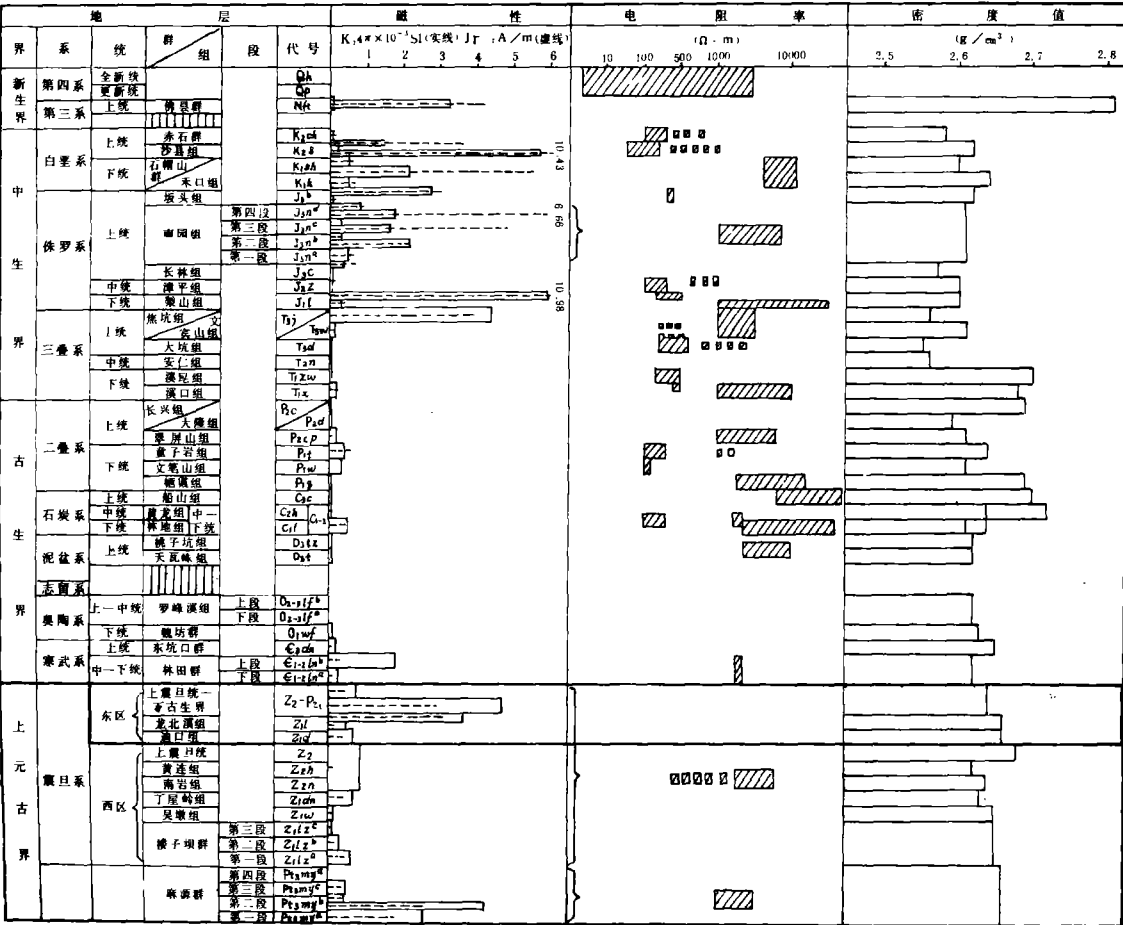


图 2 福建省地层综合物性（磁性、电阻率、密度）柱状图

Fig. 2 Synthetic column of magnetism, electric-resistivity and density from the strata in Fujian Province

① 我省沉积岩和变质岩随着岩性颗粒度的减小而密度增大；变质岩密度一般大于沉积岩，但沉积岩中灰岩、硅质岩因结构相对致密、孔隙度相对小而密度增大。不同期次的花岗岩密度变化不大；燕山早期花岗闪长岩较其它期次的密度小，深成岩比浅成岩密度大。

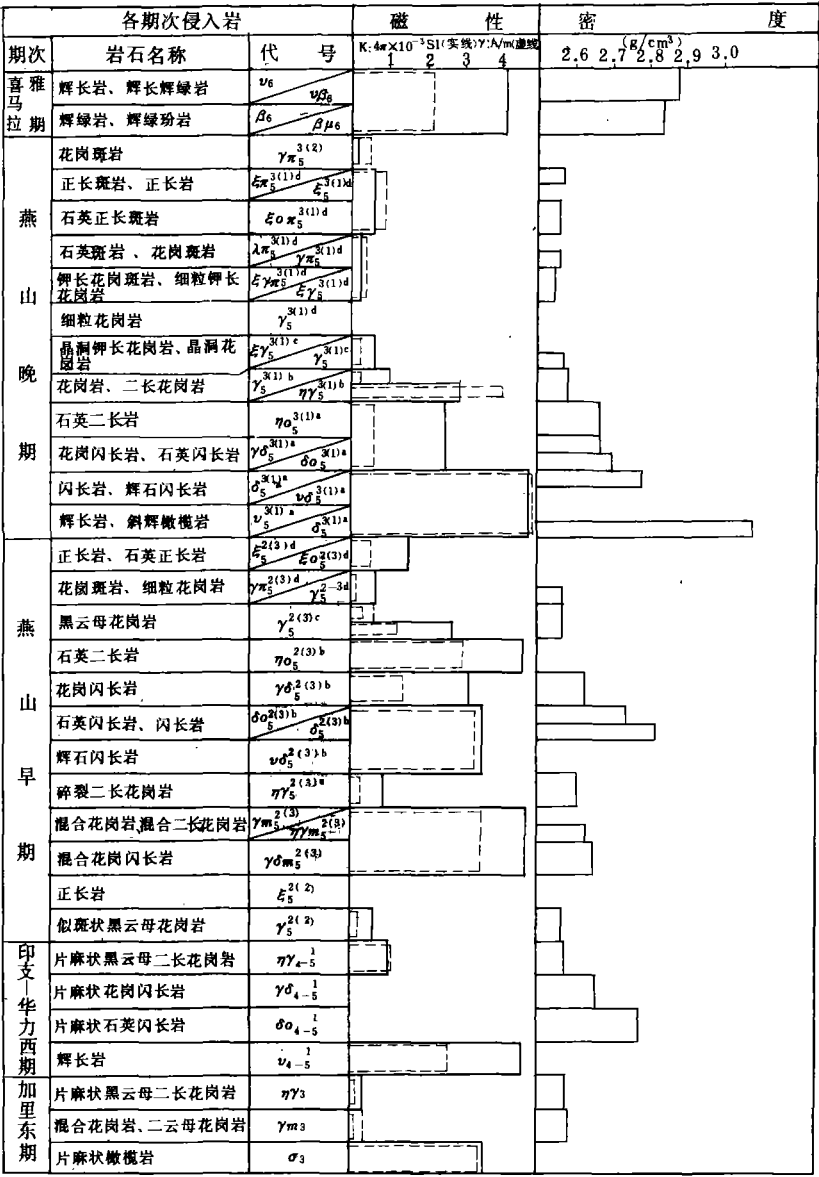


图 3 福建省侵入岩综合物性（磁性、密度）柱状图

Fig. 3 Synthetic column of magnetism and density from the intrusive rocks in Fujian Province

另外，我省目前地表地质圈定的一些大的花岗岩体多是复式岩体，由于其中不同期次岩体的基性度不同，其密度也相应有所差异，这就为利用重力资料圈定不同期次不同基性度的岩体、判断花岗岩成因类型提供了可能。

② 从收集到的少量有限深度钻孔和地表资料的对比结果发现，各岩类的密度随深度的增加而增加，其增加范围在 0.02—0.09 g/cm³ 之间。这和随深度增大、压力增大、孔隙率减小和含水情况变化等因素有关。据报道，以花岗岩为例（大体代表了上地壳），随着深度增大，

在 3 km 以上速度呈梯度急速上升, 3 km 以下则基本稳定, 仅有平缓上升。说明了在 3 km 以下随着压力增大, V_p 增加; 随温度增高, V_p 下降; 这两种因素是大致相互抵消的, 有增大也非常缓慢^①。而岩石密度随压力增大而变化的规律类似弹性波, 在压力达 1×10^8 Pa 前密度急剧增大, 压力继续增大则密度变化不大, 同时它也将抵消因温度增高而导致的密度下降, 以致总效应是随深度增大密度缓慢增加^[2]。以上情况对我们在地壳范围内利用弹性波速度和密度特征来探讨壳层的物质组成提供了依据。

综上所述, 我省地层密度, 按构造旋回在扬子期—加里东期和华力西期—印支期构造层之间大约存在 0.02 g/cm^3 的差异, 华力西期—印支期和燕山期构造层之间相差为 0.03 g/cm^3 , 前燕山期构造层相对燕山期构造层之间大约存在 0.05 g/cm^3 之差异, 前者大于后者, 相对可引起剩余重力正异常。而按岩性分析, 前燕山期构造层中的灰岩、变质岩具有相对高的密度值, 可引起剩余重力正异常。中生代酸性火山岩、侵入岩密度较低, 一般可引起剩余重力负异常。超基性岩、基性及中性—中酸性火山岩及侵入岩, 一般也具有较高密度, 可引起剩余重力正异常, 但规模比变质岩小。这仅仅是对一般情况而言, 而密度资料又反映了中酸性火山岩、侵入岩和华力西—印支旋回以及扬子—加里东旋回沉积-变质地层的岩性之间密度差异往往不很明显, 因此对复杂地质情况的解释推断需要按具体情况综合分析, 分别对待。

1.1.2 磁性特征

据历年来航磁工作报告、航磁工作总结以及全省各中、小比例尺区调和普查找矿中所涉及的磁性资料, 汇集整理编制成有关图表 (图 2、图 3)。

分析上述资料可得出如下认识:

①我省的沉积岩及变质岩的磁性, 主要和地层中所含磁性矿物——磁铁矿的多少有关, 磁铁矿的来源: 一是原有的, 二是受后期火山岩浆活动带来或受其影响而重新富集的。

扬子—加里东旋回: a. 上元古界: 属深变质岩, 又可分为中等磁性和弱磁性两种, 前者有海底火山喷发夹层, 如龙北溪组, 原岩基性度高, 含磁性矿物较多, 如麻源群一、二段等; 后者为其余层组变质岩, 所含磁性矿物较少。b. 寒武系、奥陶系: 主要是一套浅变质岩, 原岩磁性矿物少, 故为弱磁—无磁性。

华力西—印支旋回: 主要是正常的沉积地层, 磁性矿物少, 多无磁性。有的地层具弱磁性, 它可能是成岩时原有的, 如林地组含铁砂岩; 有的还可能是原岩含黄铁矿较多, 如一些煤系地层, 经变质后成为磁黄铁矿而具磁性, 一般来说这些情况是局部的。

燕山旋回: 石帽山群和沙县组具有强磁性和弱磁性两种, 强者火山喷发物质中来自地壳深部的磁性物质较多, 弱者较少, 或可能属一般碎屑沉积。同样, 南园组的第二、三和四段, 梨山组, 文宾山组局部具强磁性, 其它为弱至无磁性, 其情况和石帽山群、沙县组一样。在柱状图上还可看出燕山旋回岩性一般磁性较强。而磁性强弱和火山-岩浆活动的强弱成正比, 这不仅反映了深部磁性物质的加入增强了沉积地层的磁性, 同时火山岩浆活动也使围岩矿化蚀变而导致围岩磁性增强, 当然也有少数相反情况。

喜馬拉雅旋回: 佛县群中火山喷出岩——玄武岩具强磁性 (反极性), 一般砂砾岩无磁性。

②我省侵入岩磁性大体按超基性—基性—中性—酸性而逐渐减弱, 与时代关系不大, 但

① 袁学诚, 1990, 台湾—黑水地学断面综合研究 (送审稿)。

有的超基性、基性甚至包括一些中酸性岩的磁性均较强,并在同一个级次上。

复杂的是酸性侵入岩一般都具弱—中等磁性,而检查见到的一些具有较强磁异常的花岗岩类,从目前综合资料分析,可能多属“Ⅰ型”,如在东部地区所见。

根据上述,对我省引起航磁异常的原因可以认为:分布较广的侵入岩和火山岩占主要地位,而上元古界变质岩中的龙北溪组,麻源群的一、二段,以及由于岩浆侵入导致围岩的矿化、蚀变和变质而产生磁异常也是不可忽视的。

对比已知地质资料,超基性、基性岩体规模均较小,只能引起规模较小的局部强异常,易于圈定;中酸性岩体规模稍大,异常由强—弱均有,强者利用磁异常也易于圈定,中、弱磁异常其形态低缓,圈定就较复杂;酸性岩体异常强度中—弱,规模大,它和围岩蚀变、变质带经常伴生在一起组成了复杂的叠加异常;变质岩中磁异常有的与其中的火山喷发夹层有关,强度中—弱,不均匀,具有一定规模,圈定也较困难。因此对具有一定规模,强度中—弱的低缓磁异常的解释就需要配合其它方法进行综合判定。

1.1.3 电性特征

我们尽可能收集了自 1957—1985 年以来的电性工作资料,包括电测井、地面实测的电阻率资料,通过综合整理和分析研究,可以得到以下结果:

①上元古界各层组电阻率 $1\,000\text{--}8\,000\ \Omega\cdot\text{m}$,较稳定。

②古生界至下—中侏罗统各层组电阻率变化范围较大,较高的一般在 $1\,000\text{--}10\,000\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间,林地组、船山组和栖霞组局部达 $20\,000\text{--}75\,000\ \Omega\cdot\text{m}$,但较普遍地存在 $100\text{--}300\ \Omega\cdot\text{m}$ 的中低阻岩性(层位),其宏观电性应较多地受中低阻层的影响,呈现比上元古界较低的中低—中阻特征。

③上侏罗统至白垩系各层组电阻率一般较高,在 $1\,000\text{--}10\,000\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间,由钻孔岩芯测得一般均大于 $6\,000\ \Omega\cdot\text{m}$,梨山组和南园组局部可达 $10\,000\text{--}50\,000\ \Omega\cdot\text{m}$,石帽山群达 $6\,000\text{--}10\,000\ \Omega\cdot\text{m}$,仅上白垩统较低,在 $50\text{--}500\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间,但其分布有限且不在大地电磁测深工作范围之内。

④新生界多为疏松沉积,电阻率变化范围大 ($n\text{--}n\times 10^3\ \Omega\cdot\text{m}$),主要决定于含水及矿化程度。

侵入岩电阻率一般为高阻 ($2\,500\text{--}41\,000\ \Omega\cdot\text{m}$),仅个别小于 $1\,000\ \Omega\cdot\text{m}$ 。

由以上结果可以看出,福建地层电阻率从上元古界—古生界至下中生界—新生界存在着高一低—高一低的变化,符合沉积岩呈现较低电阻率,老变质岩、岩浆岩电阻率较高的规律,为大地电磁测深成果的地质解释提供了物性依据。本次汇总成果多为地面标本的测定结果,它与地下较深部未受风化影响的地层电阻率应存在某些差异,如高阻岩石在地表风化条件下电阻率的量级可能降低。大地电磁测深成果解释的多为深部未风化地层的电阻率,对此我们在作地质解释时给予了充分的注意。

1.1.4 岩石热物理性质

岩石热导率:根据 427 个岩芯样品实测数据统计,本省沉积岩类热导率变化范围最大 ($1.27\text{--}7.37\ \text{W/m}\cdot\text{K}$) 平均值也较高。侵入岩、火山岩和变质岩一般均在 $2.05\text{--}4.19\ \text{W/m}\cdot\text{K}$ 范围内,其中花岗闪长岩较低,一般为 $2.08\text{--}3.27\ \text{W/m}\cdot\text{K}$;凝灰岩偏高,个别达 $4.26\text{--}6.03\ \text{W/m}\cdot\text{K}$;变质岩与砂岩、泥岩有关的变化较大,可超过 $4.19\ \text{W/m}\cdot\text{K}$ 。全省热

导率代表值为 $2.93\text{--}3.35\text{ W/m}\cdot\text{K}$ ，略高于全球各岩类热导率平均值 $2.51\text{ W/m}\cdot\text{K}$ 。

按各地质单元分析，闽西及闽北岩石热导率峰值为 $3.14\text{--}3.56\text{ W/m}\cdot\text{K}$ ，离散度较大，东部地区峰值为 $2.72\text{--}3.14\text{ W/m}\cdot\text{K}$ ，略低于西、北部，离散度较小，热导率低，为地热储存提供了良好条件。

岩石生热率：大地热流主要来自两个方面：一是来自地球深部（上地幔）；二是地壳浅部放射性元素衰变释放之热量或其它过程产生之热向地表传播。

岩石生热率测定计算及概率统计结果，以中酸性侵入岩生热率最高，峰值区为 $4.5\text{--}5.0\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ，平均值为 $4.61\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ；火山岩生热率峰值区为 $2.5\text{--}3.0\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ，平均值为 $2.59\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ；沉积岩生热率最低，峰值区为 $2.0\text{--}2.5\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ，平均值为 $2.14\text{ }\mu\text{W/m}^3$ ；前震旦系岩石生热率较稳定，平均值为 $2.2\text{ }\mu\text{W/m}^3$ 。

福建省岩石生热率大小与岩石类型关系密切，岩浆岩类最高，其它岩类较低。根据福建省各岩类展布的分带性特点，生热率也具分带性，即东高西低，并以漳州盆地生热率最高（长泰岩体）。

1.2 成果资料的技术处理

多年来本省积累了大量的区域的和深部的多种地球物理资料，是研究地壳—上地幔结构的基础。对这些资料除进行直接解释外，还进行了大量的综合整理和多种处理方法的研究。有关情况摘述于后。

1.2.1 重力

根据 1989 年的全省 $1:50$ 万最新区域重力资料，编制重力系列图；进行了建立地壳层块密度模型、莫霍面计算、局部异常反演、规格化总梯度计算等项研究。

(1) 地壳层块密度模型的建立

此项工作在爆破地震提供的剖面上进行，根据已有剖面的分布情况，选择宁化—惠安、永安—古雷、云霄—湖头、德化—宁德、崇安—宁德等五条剖面建立二维模型。

初始模型：层块模型采用截面为多边形的水平柱体组合模型。块体边界以爆破地震射线追踪所得速度界面为据，综合考虑了横向速度变化、地表岩性、断裂位置、速度界面起伏变化拐点和重力异常变化幅度等。

各块体密度初值，地表部分据出露岩性以实测密度值给定，其它部分由地震 P 波速度 V_p 值换算，计算公式采用原苏联在 400 MPa 压力条件下实验得到的关系式，它比较符合福建的具体条件，其关系式为：

$$\rho = 0.34V_p + 0.6$$

式中： ρ —密度值， V_p —P 波波速值。

此外在个别层、段，特别是在沿海，还采用了 $\rho = 0.25V_p + 1.2$ 来换算，以避免出现人为的密度倒置。

正演拟合：剖面正演计算在 PB-700 微机上进行，为消除边部效应，剖面边部块体向外延伸 500 km 。已知布格异常值取自 $1:50$ 万布格异常平面图，根据剩余值（已知异常与计算异常之差）并结合地质情况不断修改模型参数，最终拟合差均方值小于 $\pm 1.0 \times 10^{-5}\text{ m/s}^2$ 。

(2) 莫霍面计算

以往地震测深资料较少，用区域重力场反演莫霍面深度成为研究地壳结构和深部构造背

景的重要手段。如今福建省地震测深资料已比较丰富,用地震测深结果来检验以往区域重力场反演计算的莫霍面,发现在部分地区两者吻合较好,而在有些地区则相差甚大。如地震结果反映的华安凹陷,最大深度为 36 km,而重力反演的莫霍面在这一带并无凹陷,深度只有 30 km 左右,偏差较大。因此有必要重新进行莫霍面计算。

地震结果表明:福建省地壳横向密度不均匀。在宁化—惠安地震剖面上,以正演拟合的模型为基础,把布格异常分解为以下六个异常:①上地壳横向密度不均匀引起的重力异常;②中地壳横向密度不均匀引起的重力异常;③下地壳横向密度不均匀引起的重力异常;④上、中地壳界面起伏引起的重力异常;⑤中、下地壳界面起伏引起的重力异常;⑥莫霍面起伏引起的重力异常(图 4)。从这些分解异常曲线中可以看出:上地壳不均匀的重力异常的波长较小,其余五条曲线波长基本相近,只是莫霍面的重力异常幅值最大。因此,用滤波方式取得的重力区域场,虽然莫霍面起伏的重力异常占了较大的比重,但仍然包含了中、下地壳的横向不均匀及壳内界面的起伏引起的重力异常,而后者必然影响莫霍面的计算成果。地壳横向密度不均匀是造成重力反演的莫霍面深度与地震测深结果偏差的主要原因。

目前福建的地震资料虽然较丰富,但尚不足以构成全省面积性成果,尤其是闽西北、闽西南仍有大片空白区。因此试图寻求一种能充分利用地震测深资料的莫霍面计算方法。

用 41 个测深点的相关分析结果表明:60 km×60 km 窗口滑动平均重力场与莫霍面深度存在一定的相关关系,就全省范围来讲相关不显著,但在小范围内相关显著。因此若将全省按相关统计结果分成若干个小区再来反演莫霍面效果较好。我们曾作了试算,但该方法的困难在于分区界线难以确定,人为因素较大。

在正式计算中,采用了趋势加残差的方法,此方法的基本设想是将 60 km×60 km 区域重力场用三维密度界面法反演得到的莫霍面视为该面“趋势”,地震测深值与“趋势”之差为“残差”,将“残差”作三十二方位网格化后加于“趋势”之上,得到“实际”的莫霍面。界面反演中使用的参数为地震结果的平均值,平均深度取 3 km,壳幔密度差为 0.57 g/cm³。这种计算方法既充分利用了地震资料,又避免了分区界线问题。但残差网格化时在地震空白区可能变形,这有待今后不断完善。

(3) 局部异常的计算

局部异常由 60 km×60 km 剩余布格异常图上取数,用二度半公式正演拟合。计算异常按解释需要选择,计算剖面一般为中心剖面,模型长度以图上异常的零值线为界。模型截面形态根据异常体的性质给定或作多种形体拟合。有些异常需选用十字剖面,在模型设计时要考虑到交点深度一致。密度差根据异常体及围岩岩性给定,取值时充分注意到围岩密度的不均匀性及爆破地震资料的利用等。

(4) 规格化总梯度法^①的应用

方法原理:重力场场源内的奇点与物体的重心、角点或其它某种点重合,因此确定重力场的奇点对异常的解释具有重要意义。通常情况下重力场的解释式是未知的,不能直接用它求奇点的位置。规格化总梯度(G^H)函数在适当选择延拓参数的情况下,可使延拓区域内的极大值与奇点位置重合,因此可用其寻找这些奇点。

① B·M·别廖兹金,1981,规格化总梯度法。地质计算技术,第 6 期,曹华霖译。

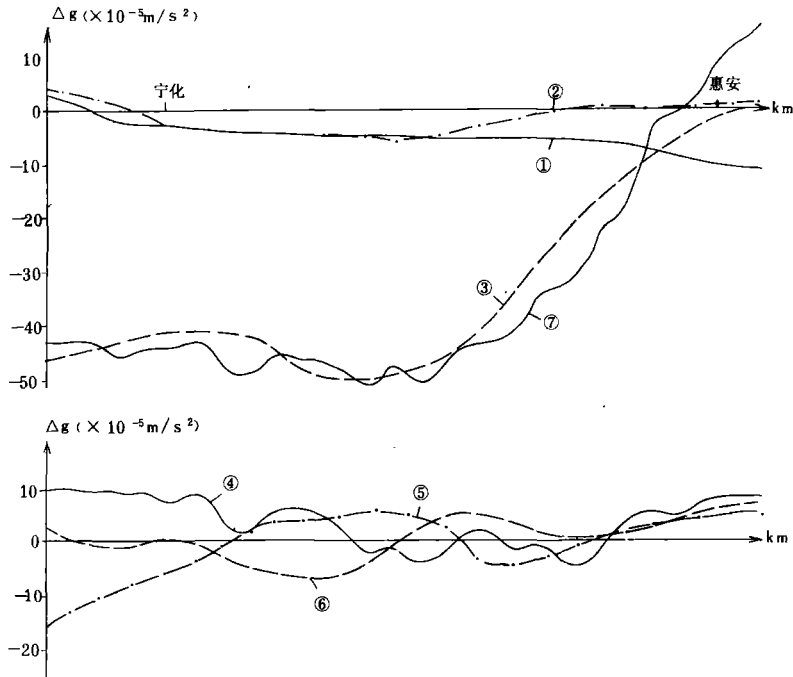


图 4 地壳层块密度模型各层的重力异常

(宁化—惠安重力正演剖面上、中、下地壳底界面起伏及横向不均匀)

①—上地壳底界面的重力异常；②—中地壳底界面的重力异常；③—下地壳底界面（莫霍面）的重力异常；④—上地壳横向不均匀引起的重力异常；⑤—中地壳横向不均匀引起的重力异常；⑥—下地壳横向不均匀引起的重力异常；⑦—实测布格重力异常（ $\textcircled{7} = \textcircled{1} + \textcircled{2} + \textcircled{3} + \textcircled{4} + \textcircled{5} + \textcircled{6}$ ）。

Fig. 4 Diagram showing the gravity anomaly of the upper, middle and lower crusts in the crustal density mode of Fujian Province

①—gravity anomaly in the bottom boundary of upper crust; ②—gravity anomaly in the bottom boundary of middle crust; ③—gravity anomaly in the bottom boundary of lower crust; ④—gravity anomaly caused by transverse heterogeneity of upper crust; ⑤—gravity anomaly caused by transverse heterogeneity of middle crust; ⑥—gravity anomaly caused by transverse heterogeneity of lower crust; ⑦—surveyed Bouguer anomaly ($\textcircled{7} = \textcircled{1} + \textcircled{2} + \textcircled{3} + \textcircled{4} + \textcircled{5} + \textcircled{6}$) .

在每一延拓断面上可识别极大值、极小值点，未圈闭的相对高值带等特征，将一套延拓断面中的特征点位置展于同一断面上，即可得到 G^H 的解释标志有极大值带、高值带、极小值带等。根据模型计算结果，这些标志的含义为：

①极大值带。垂直或近垂直的极大值带是垂直界面的反映，如破碎带、岩脉、岩墙等。极大值点与奇点对应，即与岩体底面、断裂切割深度等有关。不同 N 值的极大值水平位置的变化可能与产状或水平界面有关。

②高值带。也是接触界面或破碎带存在的标志之一，位置一般为轴部。如出现极大值点可作为深度的参考。

③极小值带。反映密度体本身（岩体中心位置或破碎带）。

④单极大值点一般与水平界面有关。

⑤极值带突然消失，等值线水平延伸，极小值水平成串，是水平分层的标志。

⑥等值线轴向在一定程度上反映了密度不均匀,有时可作产状标志。

在全省范围内计算了八条剖面,原始重力值数据取自 1:50 万布格异常图,共解释了 56 处异常。成果表明:当浅部异常较强时,仅能反映浅部界面,深部信息被掩盖;浅部较均匀或局部异常微弱而以深部信息为主时,深部界面可得到较清晰的反映。

1.2.2 航磁

全省航磁基础资料是以 1972—1987 年 1:5 万中精度航空磁测成果编制的 1:50 万 AT 航磁系列图为依据^①。研究工作在化极成果基础上进行,主要探讨了磁性界面和局部异常的计算。

(1) 关于化极效果

我省位于中低纬度,磁倾角 33° — 41° ,斜磁化使 ΔT 异常与磁性体间的关系复杂化,异常轴向常偏离磁性体走向,磁性体投影位置介于正负异常间,因此,直接解释 ΔT 异常时,若不考虑斜磁化的影响,往往与实际情况有出入。经化极图与地质图拟合表明,大部分地区化极实际效果良好,能较好反映岩体界线、构造走向等地质特征。如永泰石牛山火山岩体及长泰岩体等,化极结果等值线特征与磁性体的位置形态很接近。因此,我们认为研究福建的磁性地壳结构构造,使用化极成果对大部分地区是适用的,而对图边部分则应注意边部效应。

(2) 磁性界面的计算

利用航磁资料计算磁性界面是一探索性的课题,随计算方法和估算条件的不同,得到的结果会有很大的差异。本省的磁性界面已有多种计算结果(有些仅计算部分地区),下界面的一般深度浅至 12 km,深至 30 km 以上,说明方法和条件的选择对计算结果有很大的影响。

磁性界面的计算可由航磁化极异常的功率谱分析出发,现有方法多数是求取付氏谱。付氏谱在长窗口条件下精度尚可,而在窗长有限时效果常不满意。最近国内开始有人将最大熵功率谱引入磁性界面的计算^[3]。最大熵功率谱具有较高的谱分辨率,频偏较小且无高频尾巴,对小窗长资料的谱估计有明显的优点,因而用于磁性界面计算可望获得较好的效果。但该文文献中仅介绍了上界面的模型计算结果,下界面的计算尚未涉及,我们对磁性层顶界面计算进行了探索,获得了正确的计算公式,并计算了福建省磁性地壳的底界面,在实际资料计算时,首先计算若干横穿全省的长窗口,为合理选择窗口长度提供了依据,同时还设计了多种不同模型进行计算,以求选择最佳的计算条件。

1.2.3 人工爆破地震

(1) 原资料的速度分层

由有关工作报告及论文共得到六条剖面(表 1),原资料中均给出了各炮点地壳速度结构模型,它们是地壳速度分层的基础,因炮点处的速度模型数量较少,未能充分反映速度结构的变化,故在部分非炮点处,据地震剖面上的速度分布增加了若干模型。

由于各剖面工作年限前后相差 10 年之久,使用仪器、工作性质、解释手段和重点不同,因此解释成果存在差异。在未进行统一的联合解释之前,此差别是不可消除的。

(2) 地壳速度结构的统一划分

原剖面分层的差异除反映地壳结构的不同外,确定分层的 P 波速度值区间不同是一个重

① 郭小平等,1989 年,福建省航磁系列图编制说明书。

表 1 福建省人工爆破地震资料简表

Table 1 Brief list of the artificial seismic data in Fujian Province

原剖面名称	资料提供单位及使用处理
HQ—E 测线 (福建段)	本剖面即为区带剖面 资料提供单位：地矿部第二综合物探大队、成都地质学院深部地质地球物理研究所，1988 年
江西永平爆破观测 南东测线（崇安—宁德）	剖面图人工放大至 1：50 万 资料提供单位：国家地震局、福建地震局，1980 年
YCA 测线 (云霄—湖头)	图上取数由 PB—700 微机放大至 1：50 万，并据报告文字整修 资料提供单位：中国科学院地球物理所，1988 年
L ₅ 测线 (德化—宁德)	图上取数由 PB—700 微机放大至 1：50 万，并据报告文字整修 资料提供单位：中国科学院地球物理所，1988 年
L ₃ 测线 (永安—古雷)	原图由 PB—700 微机放大至 1：50 万，炮点距离远，剖面中部缺少资料未能进行射线追踪 资料提供单位：中国科学院地球物理所，1988 年
福州—泉州—汕头地区 人工爆破地震观测剖面 I（汕头—长乐）	资料提供单位：国家地震局、福建地震局，1982 年和 1985 年

要的原因。为进行对比研究，有必要进行统一划分。

目前全国所知的人工地震剖面获得的地壳速度模型，都反映地壳是三层或三层以上的多层模型，我省的地震测深成果也不例外。三分地壳结构模型，可能更客观地反映出我省地壳结构特点，特别是中地壳层的划出，对讨论地壳岩性的垂向变化是重要的。

本省六条剖面中的 HP—E 测线（福建段）是一条重要的深地震剖面，它横贯全省，穿过大部分主要构造单元，接收、记录质量好，作了多种正演计算和射线追踪，分层详细。因此我们以该剖面为标准，对其它剖面的成果在基本不改变原成果的前提下，进行重新分层，划分依据为：

上地壳：P 波速度一般在 6.06—6.14 km/s 之间，近地表的小于此值。

中地壳：P 波速度一般在 6.15—6.62 km/s 之间。

下地壳：P 波速度一般在 6.54—7.20 km/s 之间，局部大于此值。

1.2.4 大地电磁测深（MT）

1985 年以来不少单位在福建开展过 MT 工作，因各家使用的仪器、工作目的、解释方法不尽相同，得到的成果也不尽一致。其中地质矿产部物化探管理局四川黑水—福建泉州地质大断面项目（简称“区带”）、福建省地质矿产局与中国科学院地球物理研究所合作开展的福建地热深部地球物理调查项目（简称“地热”）和成都地质学院三个单位的 MT 成果具有较好

的可比性,是我们进行研究的基础。因各单位提供的解释成果提供了一种可能的地电结构模型,但曲线的反演本身是多解的,因而它不一定是符合实际的最佳模型。对比原解释和地质、地震测深、热流值等资料,我们对多数测点的模型作了修改,即重新解释。

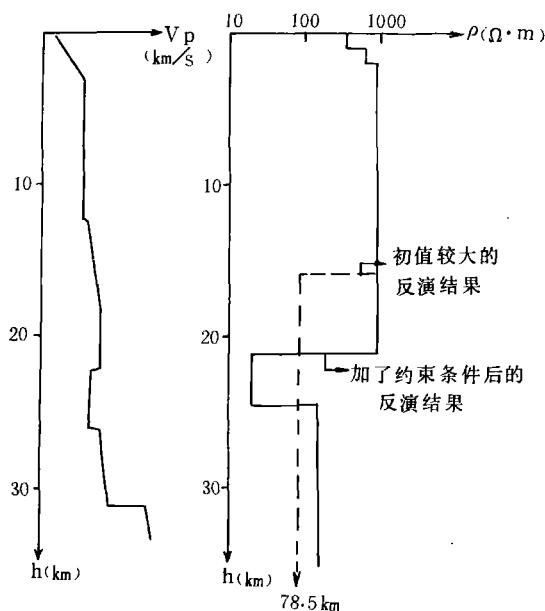


图 5 MT 永安测点的两个模型与速度模型
的比较

Fig. 5 Comparison of the seismic wave-velocity
model with the two MT model in the
surveying spot of the Yong'an area

资料见于该院学报上的论文⁽⁴⁾,计有四个测点,我们主要利用惠安、龙岩两个测点的成果。惠安测点曲线特征与模型特点基本一致故直接引用其成果,龙岩测点用六层模型进行拟合,但最深部的两层在测深曲线特征上反映很微弱,依据不足,故我们重用四层模型进行拟合。

重新解释的计算包括 Bostick 反演和一维模型反演,计算工作均在 PB-700 微机上进行。根据解释结果编制了宁化—泉州、平和—嵩口、平和—贵安三条电性解释断面图和福建省部分地区岩石圈等厚图。

1.2.5 地热流法

研究地温场的钻孔测温 and 热物性资料主要来自中科院和本院实测资料,并收集了部分勘探单位的测温成果。测温孔包括水文、地震现有长期观测孔和部分地质、煤田、冶金等系统的勘探孔及民用供水孔,总数 76 个。测孔选择原则为尽量避开各种干扰因素,如热对流影响地段、褶皱轴部和断裂等地质构造特殊部位,作稳态或准稳态测温同时采集热物性样品,收集稳定水位、孔斜、地质柱状图、孔口坐标、矿区地形地质图等资料。热物性样品(岩芯)根据所测孔柱状图按岩性分层采样,测定热导率及放射性元素 U、Th 含量。

收集部分勘探单位的测温资料。这些资料大部分为非稳态成果,小部分为稳态—准稳态。

(1) 加约束条件的 MT 反演

MT 反演存在多解性。为了得到单一解,必须对反演模型的某些参数附加约束条件。最可靠的约束条件是等值层的参数(层电阻率或厚度),这对于 MT 反演一般无法做到。比较可靠的是利用其他地球物理资料的结果,通过对比分析进行确定。区带剖面上均开展有 MT 和人工地震测深工作,为约束条件反演提供了有利条件。图 5 是约束条件反演的实例之一。

(2) 区带 MT 曲线的重新解释

与原解释的主要差别:①是根据区域地质条件、不同单位的解释结果和热流值测定成果的综合分析,对洪濂测点的解释采用了原始观测曲线而不作静位移校正;②是进行约束条件反演。

(3) 地热项目 MT 曲线的重新解释

解释原则是根据区域构造条件选择两条标量曲线之一或平均视电阻率曲线($\sqrt{\rho_{xy} \cdot \rho_{yx}}$)作约束条件反演。

(4) 关于成都地院的 MT 资料

选择静井时间较长、孔深较长、外界干扰少、传导型地温特征明显的 29 个钻孔进行计算，并对孔深不超过 1 km、地形起伏较大的 14 个热流值作了地形改正。在收集测温孔资料中，选择了条件较为优越的六个矿区的 24 个孔进行估算。最终编制了福建省大地热流等值线图。

综上所述，在研究地壳—上地幔课题中，人工地震测深和大地电磁测深是最重要的两种方法；重力、航磁等区域资料具有覆盖全省面积的优势。在研究方法上，既有常用的如建立地壳层块密度模型、局部异常计算等方法，更重视了引进新的如重力规格化总梯度法计算磁性界面的最大熵功率谱法；还有带创新的计算莫霍面的分区回归法和趋势加残差法等。这些研究成果，进一步发掘了现有资料的潜在信息，为探讨地壳—上地幔奥秘增添了素材。

2 地壳—上地幔圈层结构

地球具圈层结构。对地壳内的圈层划分，目前主要是依据地球物理探测成果，其中以地震测深和大地电磁测深方法占重要地位。

2.1 地壳速度结构特征

2.1.1 全省综合地壳速度结构模型

经统一分层和对修定后的各地震剖面三分地壳模型分层进行统计，以求上、中、下地壳的深度-速度参量，统计结果示于表 2。表中各层厚度以算术平均值求之，其速度用下式求平均值：

$$\overline{V_p} = \frac{H}{\sum \frac{H_i}{V_{pi}}}$$

式中：H 为计算层总厚度，H_i和 V_{pi}为子层厚度及速度。

表 2 全省综合地壳厚度-速度参量统计表

Table 2 Statistical data of average crustal thickness and P-wave velocity in Fujian Province

统计项 分 层	平均厚度 (km)	纵波平均速度 V _p (km/s)	地壳平均厚度 (km)	平均地壳纵波速度 (km/s)
上地壳	10.6	5.94	31.5	6.30
中地壳	11.3	6.30		
下地壳	9.6	6.76		
莫霍面		7.96	注：波速度变化范围：7.85—8.10 km/s	
表 层 低速层	3.6	5.72	注：包括地表出露的地层、岩体、火山岩、变质岩	
壳 内 低速层	3.26	5.95	注：多位于中地壳内，平均顶面深 14.4 km	

我们针对表 2 及参加统计的“原始参量”,经综合分析后得出我省地壳综合速度结构的特征:

①因福建地处亚热带,处于强风化环境,风化较深,但岩石的破碎程度则随深度的增加呈反消长关系,不管地表出露何种岩性,此关系都是成立的。所以上地壳近地表约 3.6 km 深度内,速度值随深度的变化表现为高的速度梯度。

②自 4 km 以下的上地壳下部,岩石破碎程度极低,岩层相当致密,速度随深度的增大而增长缓慢。

③上地壳的厚度在全省有 4 km 的变化区间。总体上有自南向北变薄的趋势。如永安一带为 11—12 km,龙海地区为 10—11 km,古田宝桥为 8 km。

④中地壳比上、下地壳厚,全省厚度变化不大,但沿海地带厚度增大。闽清向北其埋深变浅上抬。

⑤中地壳内发育低速层。

⑥下地壳多为速度梯度层。除近水平的薄层速度结构外,尚有垂向上的速度变化。这种情况在泉州、德化以北最为突出。但绝大多数地区的下地壳上部,速度变化梯度小且较稳定。

⑦下地壳顶界面(即原称康氏界面)在部分区域有良好的反映,如闽北地区。

⑧莫霍界面有相当的起伏变化。从地震剖面可知,总的趋势是自沿海向内陆及自南向北逐渐变深,如崇武为 28 km,永安 31.0 km,龙海 29.7 km,崇安景园 33.5 km。此外莫霍面在南北方向和东西方向上均有多处断差。

2.1.2 地壳各层速度结构的特点及分布规律

概括各地震剖面所识别的震相和波组,我省地壳共分七层,上地壳包括三层,中地壳包括两层,下地壳包括两层。现分述如下:

上地壳

第一层:全省平均厚度约 2.2 km,平均纵波速度 5.56 km/s,表现为高的速度梯度层,属表层低速层。在沿海平原地区,厚度偏厚,内陆地区则偏薄,永安、建阳一带约 1.5 km。

第二层:全省平均厚度约 2.0 km,平均纵波速度 5.90 km/s,仍为梯度层。地层仍属表层低速层,但破碎强度大大减弱。一般在沉积地层和岩体出露区,该层的厚度变化不大,其埋深有小的起伏,但在火山岩分布区,该层的厚度、埋深变化就大得多,如德化北厚度大于 5 km,埋深达 5 km,嵩口南则呈明显的漏斗形速度结构特征,漏斗底直抵中地壳顶面,反映了火山岩地区受构造破坏后,裂隙带发育,地表水易于下渗,形成异常的垂向地震波速度层,推测此区火山岩有较大的厚度。闽清池园以北该层埋深很小而厚度加大,且呈拱形特征。

第三层:全省平均厚度约 6.4 km,平均纵波速度 6.06 km/s。因此层上覆厚度约 4.2 km,承受的压力大于 100 MPa,岩石致密,故波速增长率很低,趋于稳定。闽东南该层较薄,约 3—5 km,而闽中和闽西则厚达 8—9.5 km;德化以北的火山岩地区,此层最薄且横向不连续;南安以北的沿海地区此层又趋向加厚。必须指出的是,在闽中永安至德化(包括漳平、华安)区域,该层的纵波速度偏大, V_p 为 6.12—6.14 km/s。这个特殊层段是否为元古界层位经重熔结晶后的综合显示。

总之,上地壳三层的速度结构及分布规律,反映了我省地质客体自然状态下物性的差异,而各层的厚薄、埋藏深浅与该区域垂向存在的不同岩性有关,同时与各地区由于构造作用所

引起的升降差异、破碎程度及剥蚀强弱也有一定关系。

中地壳

第四层:全省平均厚度约 6.3 km,平均纵波速度 6.28 km/s。该层在福安—南靖断裂带以东的沿海地区,厚度偏大,向内陆偏薄,如长泰和莆田附近约为 8 km,永安和闽清一带约为 5 km。以漳州为中心的闽东南地区,在该层的下部有低速层存在,低速层的上顶面埋深只有 10 km 左右,应为漳州热田的热源层。福州地区没有地震剖面通过,情况不详,但其地壳介质 Q 值较之周边地区偏小^①。

第五层:全省平均厚度约 5.0 km,平均纵波速度 6.32 km/s。该层以建宁—湄洲湾断裂带为界:断裂带以南区域厚度较薄,其底部发育似连续性较好的低速层;断裂带以北层厚增大,波速稳定。在漳州以南、闽清以北,此层明显上抬变浅。

该层在清流—大田上京区段的相应位置,波速显著增大, V_p 为 6.52—6.62 km/s。对此高速体,袁学诚解释为上升地幔底辟^②,边效曾(1989)解释为残留的洋壳。

总之,就全省而言,中地壳的最大特点是有低速层发育,特别是近沿海地区发育极好并可连续追踪。从整体来看平均波速变化不大,速度增加率很小;在宁化、永春、长泰、嵩口附近层段,存在明显的间断或落差,指示出断裂带的存在。

下地壳

第六层:全省平均厚度约 4.4 km,平均纵波速度 6.58 km/s。该层在部分地区表现出显著的梯度变化,如永泰、大田、永春、古田地区。其余区域则为波速增加缓慢的稍稳定的层。闽东南此层以台阶式向南抬升变浅,而闽西、闽北、闽东的西部区域,则有变深的趋势。

在清流—永安之间的相应层段,有低速层发育,且与 MT 高导层吻合。它应与深部热源体(岩熔层)有关。

第七层:全省平均厚度约 5.2 km,平均纵波速度 6.87 km/s。此层的底界面为莫霍界面。因省内个别地震剖面下地壳未分为两层,所以它的上层(第六层)分布规律也在此一并叙述。

一般说,此层速度结构为梯度层,在泉州以南的沿海地带为相对稳定层,其上层同步一致抬升变浅。闽中、闽西及闽江以北地区,该层均以水平状薄层叠置为特征。德化、大田、南安之间的相应层段,波速等值线向上、下顶面弯曲,同时高速薄层增加,莫霍面在此处有垂向断差;宁化下方的该层位也出现此种情况。漳州至漳平的层段内,该层厚度加大,莫霍面出现多处断差,导致莫霍面下陷,高速薄层增加,应为地幔物质上涌所致。因该段宽度大且具多处断差,从一个侧面反映了地壳底部构造受多次构造运动破坏的结果。闽清—德化水口层段,波速等值线呈垂向分布,嵩口下方相应层位波速大于 7.2 km/s。而两侧波速减小,其北侧小至 6.5 km/s,莫霍面自此向北有较大的落差并逐渐变深,且在莫霍面上方出现大于 7.2 km/s 的高速层。这些特征既反映了下地壳垂向断裂带的存在,也反映了地幔上涌的事实。崇安—屏南双溪一带,下地壳较厚,约 10—13 km,莫霍面也偏深,向东厚度逐渐减少,莫霍面抬升。在建瓯慈口附近,莫霍面有西高东低的落差,反映松溪—长汀断裂带的深部位置。

总之,下地壳在全省范围内,呈速度梯度层模型,具薄层结构特点。多处纵波速度大于

① 褚志贤等,1990,福建省北东东构造在大陆边缘演化过程中的意义及控矿作用。

② 袁学诚,1990,台湾—黑水地学大断面综合研究(送审稿)。

7.2 km/s。莫霍界面的明显落差部位和凹陷部位,有地幔底辟上涌。局部在下地壳的上层发育低速层。

壳内低速层(体)

从已知地震剖面解释结果进行统计,地壳内低速层顶深平均约 14.4 km,平均层厚 3.26 km,平均波速 5.95 km/s。从全省范围看,东部低速层普遍存在,连续性尚好,而西部、北部地区则发育不佳(地震剖面少)。从埋深情况看,东南沿海地带较浅,约 10—12 km,向北至古田附近约 14 km,向西至大田约 17 km,至明溪 21.5 km。闽北地区因原地震剖面资料较粗,低速层未予显示。这些低速层段,分别位于省内不同的大地构造区域,且在不同的深度上。它的普遍存在,为不同深度壳层的大幅度运动提供了滑移层,而地壳的运动反过来促使低速层的发育,形成深部韧性剪切带,同时,低速层(MT 为高导层)可能为我省地热田的形成提供深部热源。

因此,为建立我省地壳的立体概念,将省内各地震剖面上、中、下地壳层及低速层的分布列于图 6。

莫霍界面

我省莫霍界面 P_m (反射波) 波组的到时延续时间为 1.1—1.2 秒,沿海地区 P_m 波震相呈多组波列;而 P_n (折射波) 波组能量强弱不等,震相不稳定。波速上的这些特征,表明莫霍面本身可能是由若干高、低速相间的薄层组成的,并可能是地壳物质与地幔物质化学成分上的过渡带(层),按 K·C 康迪的意见该层厚度大于 1 km。同时, P_n 波特征还表明了莫霍面横向上有结构变化;阿尔泰—台湾剖面(福建段)计算的均衡莫霍面^① 深度也比地震莫霍面的深度偏浅。这些资料说明我省莫霍面为一过渡薄层,推测厚度约 1—3 km,并常受到上升地幔底辟作用,在下地壳内形成壳幔混合层。

上地幔顶部

人工爆破地震所反映的上地幔顶界面的反射波 P_m ,其能量大,振幅清晰可辨;但折射波 P_n 的能量因地而异,不是都有强信号反映,有时其波组震相很不清楚且到时离散,尤其是德化以南地区。正演反射波速在 7.09—8.09 km/s 之间变化,射线追踪结果波速等值线在上地幔顶部仍呈薄层状或倾斜薄层状展布,说明上地幔物质非均一结构,与下地壳下层的结构特征类似。在相当多的区段内,上地幔顶部存在着速度逆转层,即莫霍面下有波速小于 8.00 km/s 厚度不等的上地幔物质层。因此,从地震波速偏小这一点分析,我省上地幔顶部分异不好,并在多处构造活动较强的区域有地幔物质上侵于地壳盖层内,特别是下地壳内,造成局部区段有壳-幔物质混合层的存在。

2.1.3 地壳内纵波传播特征综述

波速变化与构造活动性

将省内深地震测深剖面进行统计整理后,得到 P 波速度随深度的分布数值,列于表 3。

表内数据表明,5 km 以上波速呈线性变化,梯度大;自 5 km 至 30 km,即整个地壳,波速变化较慢,梯度变小,在 15 km 上下存在低速层;30 km 以下波速变化再次加大,又出现高梯度。

① 王懋基,1989,台湾—阿尔泰剖面黑水—泉州重磁场研究报告。

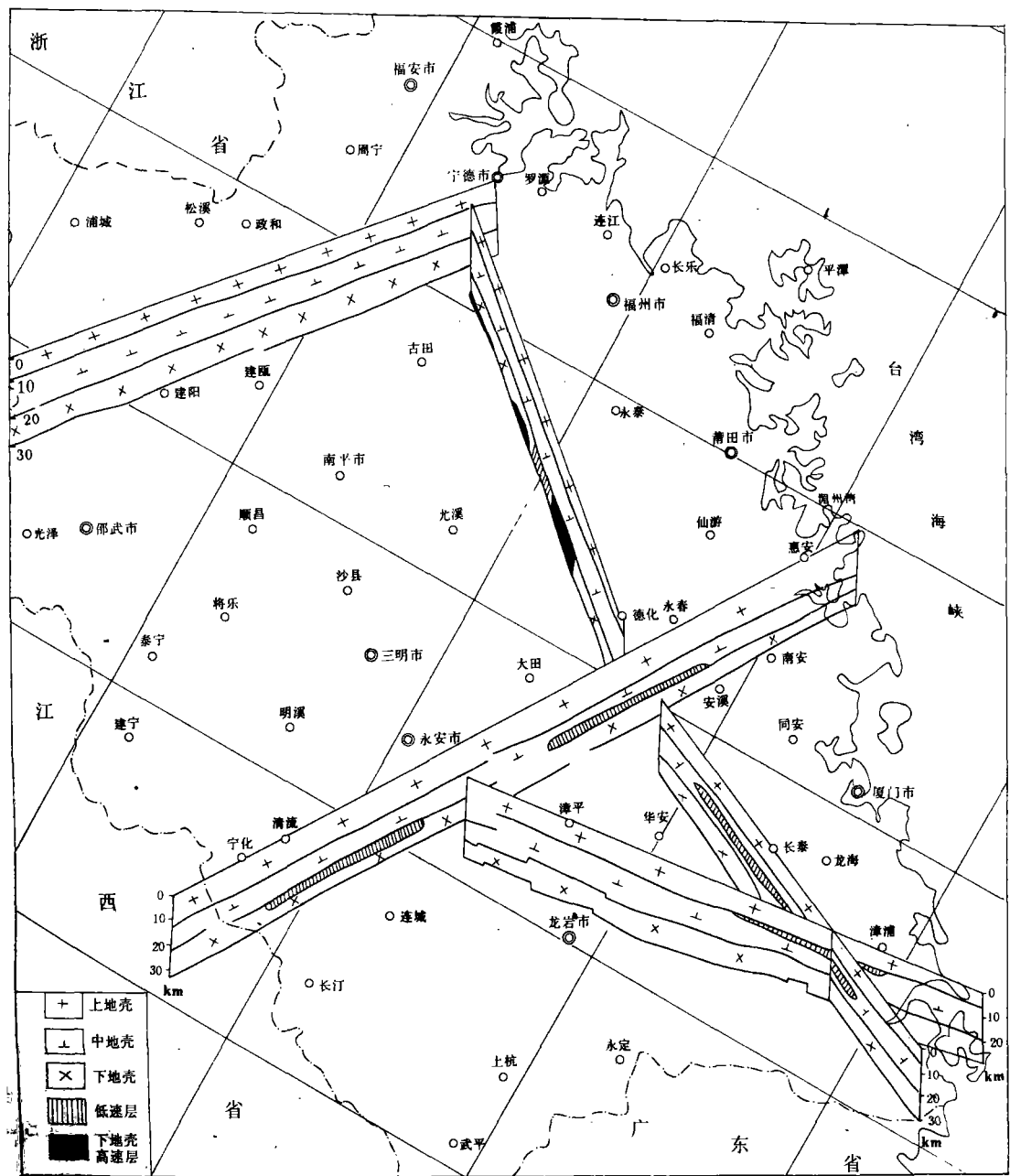


图 6 福建省人工爆破地震剖面栅状图

Fig. 6 Fence-shaped chart of the artificial seismic profiles in Fujian Province

地震P波在地壳内传播速度的大小和变化规律，可反映出该区域地壳组成物质分异程度及构造活动的强弱。换言之，根据波速在地壳内不同深度的传播变化特征，可推测该区域处于何种大地构造的环境之内。朱介寿教授（1986）在研究了国内人工地震成果以后，曾提出

表 3 P 波速度随深度的变化

Table 3 Variation of P-wave velocity with depth in Fujian Province

深度(km) 波速 (km/s)	0	5	10	15	20	25	30	35
平均值	5.38	6.00	6.11	6.08	6.38	6.68	6.88	7.96

国内不同地区的波速随深度的变化情况。我们依此与之比较，择其相关地区绘于图 7 内。

图 7 表述了福建省地壳内波速随深度的变化。深度自 5 km 至 30 km 内，与滇西地区的变化规律基本一致，且更趋向波动，而与华南地区的情况相差甚远。华南地区地壳 P 波速度平均值为 6.40 km/s，速度增加率为每公里增加 0.05 km/s，青藏地区（包括滇西）地壳 P 波平均速度为 6.23 km/s，速度增加率为每公里增加 0.035 km/s^①；福建省地壳内 P 波平均速度为 6.30 km/s（表 3），速度增加率为每公里增加 0.035 km/s，与构造活动性较强的滇西地区相近。由此是否可说，就地壳活动性而言，福建在华南地区处于一个特殊的构造环境，不宜与整个华南其它地区相提并论。

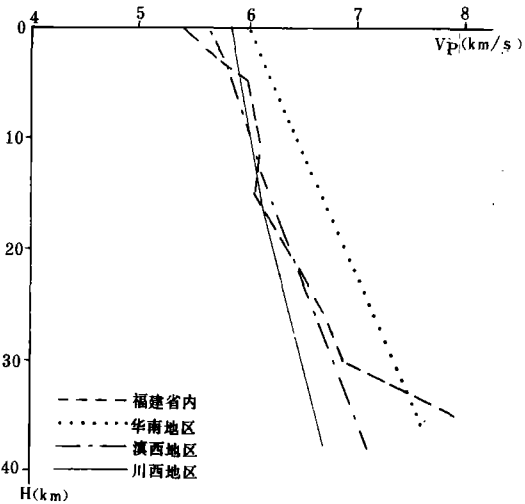


图 7 福建省及别区地壳波速随深度变化
(据朱介寿 1986，福建省内系本文补充)

Fig. 7 Diagram showing variation of crustal
P-wave velocity with depth in Fujian
Province and some other areas

福建地处现代活动大陆边缘，菲律宾海板块作用于中国大陆的东南侧，台湾—福建应处在板块作用的应力范围之内。因福建与滇西所处的大地构造位置不同，所以地壳内波速随深度的变化规律不尽一致，但都具有构造活动性较强地区地震波分布的特点。这是 P 波在纵向上的变化情况。纵波在某一深度内横向的传播速度，我们给出表 4、表 5 的两套数值说明之。

比较两个表中的数据，无论不同剖面之间或同剖面各炮点之间，同一深度的 P 波速度值有较大的差异。详细对比各地震剖面的“地壳结构参数”，得出同深度的纵波速度值有较大差异，各地震剖面的地壳速度模型也存在明显的差别。这说明福建省地壳物质分布横向非均一性之强烈程度。

在地质构造活跃的地区，地壳组成物质不但存在垂向差异，而且还有横向差异。这种差异必将导致波传播存在各向异性，也会导致不同位置或不同方向的地震剖面反演的地壳速度模型有较大的差异。福建境内的各地震剖面成果正是这种情况。所以，从这个侧面同样反映出福建处于构造活动较强的区域。袁学诚依据地壳速度模型，认为福建是年青地台^②。

① 朱介寿，1986，中国大陆岩石圈的人工地震研究。
② 袁学诚，1990，台湾—黑水地学大断面综合研究（送审稿）。

表 4 各剖面相同深度 P 波速度变化

Table 4 P-wave variation in the equivalent depths of the four artificial seismic profiles

深度 (km)	剖面 速度 (km/s)	HQ—E	L ₅	YCA	剖面 I
		平均值	平均值	平均值	平均值
0		5.42	5.70	5.25	5.48
5		6.03	5.95	5.94	6.08
10		6.10	6.08	6.12	6.14
15		6.21	6.18	6.05	5.69
20		6.45	6.23	6.50	6.53
25		6.59	6.63	6.70	6.88
30		6.83	6.93	6.80	7.02

表 5 HQ—E 测线各炮点下 P 波速度变化

Table 5 P-wave variation beneath the artificial seismic shotpoints of HQ-E surveying route

速度 (km/s) 深度 (km)	炮 点	宁化	永安	大田	永春	南安	惠安
0		5.32	5.35	5.24	5.24	5.60	5.78
5		6.01	6.10	6.06	6.03	6.01	5.98
10		6.07	6.14	6.14	6.12	6.07	6.05
15		6.14	6.22	6.22	6.28	6.23	6.16
20		6.52	6.58	6.62	6.10	6.42	6.43
25		6.61	6.40	6.67	6.64	6.73	6.49
30		6.85	6.73	6.90			

地壳结构与平均地壳年龄

前人的研究认为，大陆区地震波速度及地壳厚度是平均地壳年龄的函数。K·C·康迪的研究成果示于图 8^①。将我省地壳结构按其思路进行综合，得到地壳平均厚度 31.5 km，上地壳纵波平均速度 6.12 km/s，下地壳纵波平均速度 6.76 km/s，莫霍面纵波速度在 7.85—8.10 km/s 之间。对照后指示出我省平均地壳年龄应小于 225 Ma，形成我省统一的联合陆壳并一起参与构造活动的地质时代应始于印支构造运动期；在此之前，可能为几个独立的地体或是联

① K·C·康迪著，1990，杜宽平译，板块构造与地壳演化。

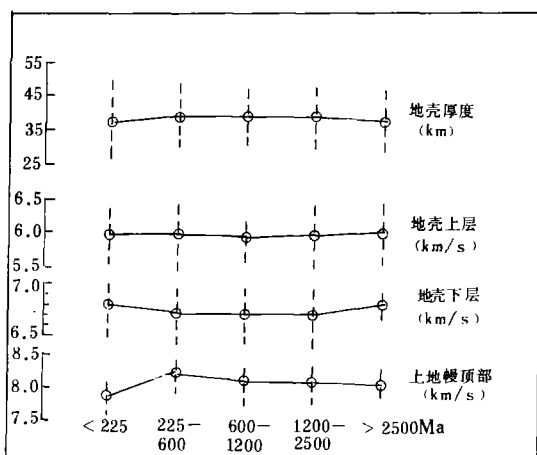


图 8. 地壳厚度、层速与平均地壳年龄的函数图 (据 Condie 1973)

Fig. 8 Diagram showing a functional relation between the crustal thickness, wave velocity and average crustal age

电性结构增加一高一低两层。这类测点出现于东部火山岩区, 如洪濂点。

2.2.2 壳幔垂向电性分层及结构

MT 曲线的解释结果揭示了地下电性结构的特征, 根据各地层的电阻率还可对上、中地壳的物质组成进行推测。

(1) 第一类型 MT 曲线

第一种类型的 MT 曲线解释得到五个电性层, 包括:

第一层为中低—低阻的表层电阻率 $n \times 10 - n \times 100 \Omega \cdot m$, 厚度 $10 - n \times 100 m$, 为孔隙度较高的含水疏松沉积物或风化程度较高的岩层。

第二层为地壳高阻层, 电阻率比第一层高 1—2 个量级以上, 达 $n \times 100 - n \times 10\,000 \Omega \cdot m$, 层厚一般约 10—20 km, 主要为上地壳, 部分达到中地壳以下。根据左上升枝斜率的变化, 这一层可以细分为 2—3 个亚层。据电阻率量级推测其岩性、地层组合为:

层电阻率为 $n \times 100 \Omega \cdot m$ 时, 可能以上古生界—下中生界地层为主。若仅在上亚层出现这一量级, 可能反映该亚层是弱风化或构造破碎造成的。

层电阻率为 $n \times 10\,000 \Omega \cdot m$ 时, 可能是酸—中酸性花岗岩类, 或上元古界—下古生界地层, 或上中生界火山岩地层。

层电阻率为 $n \times 1\,000 \Omega \cdot m$ 时, 情况较复杂。因各时代地层、各种岩体在一定条件下均可能出现这一量级电阻率, 一般需在具体剖面对照分析。

第三层为壳内高导层, 电阻率一般为 $n \times 10 \Omega \cdot m$, 明显低于第二层, 层厚小于 5 km。宁化—泉州 MT 剖面的曹坊、清流、永安、大田、德化等测点的壳内高导层与人工地震剖面的低速层位置相当。

壳内高导层的成因有多种可能性, 主要有:

合地体, 由异地漂移至现今的位置, 拼贴连接为整体的。

2.2 壳幔电性结构特征

2.2.1 MT 曲线的类型

MT 曲线的类型与其工作频段即探测深度范围有关。现有资料中“区带”项目的工作频段最宽, 基本上反映了地表至大于 100 km 深度范围的电性结构, 其曲线类型具有充分的代表性。

区带项目计 18 个测点, 曲线有五层和七层两种基本类型。最基本的类型是 KHK 型五层曲线, 反映地表以下至大约 100 km 深度的电阻率呈低—高一低—高一低—低五层结构, 大部分测点曲线属这一类型。

第二种基本类型是 KHKHK 型七层曲线, 它相当于五层曲线的特征略向高频方向移动, 而低频段增加上升和下降两个特征段,

①岩石的部分熔融，实验表明花岗岩类物质在含水的情况下，那怕是非常少量的水，当温度达到 550℃时便可出现部分熔融。在高温流区与 15—25 km 深度往往可达到这样的温度。当部分熔融的规模足够大时可成为高导层。

②岩石相变脱水，如角闪岩相变脱水为麻粒岩相，或花岗岩化过程中脱水的结果，使电阻率下降成为高导层。

第四层是壳幔高阻层，电阻率 $n \times 100 - n \times 1000 \Omega \cdot m$ ，比第三层高 1—2 个级次。该层顶面一般在中、下地壳，底面深约 100 km 左右。

第五层为上地幔高导层，电阻率一般为 $n \times 10 \Omega \cdot m$ ，厚度不详，据部分测点的 Bostick 反演深度表明该层厚度在 50 km 以上。根据本省实测热流值、热导率和放射性元素 U、Th、K 含量估算的生热率估算了幔内固相线（1300℃）深度（表 6），我们认为与本层埋深基本接近，因此上地幔高导层即是部分熔融的软流圈。

表 6 幔内固相线（1300℃）深度估算结果

Table 6 Estimated depths of the solidus of the mantle in Fujian Province

地点	热流值 (mW/m ²)	生热率 (μW/m ³)	生热层厚度 (km)	深部热流值 (mW/m ²)	地壳热导率 [W/(m·k)]	幔内固相 线深度 (km)
闽西北	77.35	2.97	15	32.80	3.32	114
闽西南	63.71	2.97	8	39.95	3.32	105
泉州	40.58	2.44	5	28.38	3.10	147
尚干	90.70	3.80	10	52.70	3.22	76
德化	113.4	3.17	20	50.00	3.32	70

注：热流值及热导率为实测值分区统计结果，用加权平均值，其中闽西北、闽西南沉积（变质）岩、中酸性侵入岩、火山岩取 5：3：2，泉州取 9：1：0，尚干取 0：6：4，德化取 2：4：4，生热层厚度适当参考 MT，漳州、福州地热田异常热流值无法估算。

(2) 第二类型 MT 曲线

第二种类型曲线解释结果有七个电性层，其第一至第四层与上述第一类型各层基本相同，一般高阻层厚度较小。第五层厚仅数公里，为上地幔第一高导层；第六层的电性同第一类型第四层，为上地幔高阻层、厚度 100 km 以上；第七层为软流圈。

2.2.3 壳幔横向电性分布特点

省内的大地电磁测深工作，主要沿三条剖面上进行，即宁化—泉州、大坪—嵩口、平和—贵安剖面。宁化—泉州剖面横贯全省，有很强的代表性，故择此电性断面为主兼顾其它，以再解释结果为依据，对省内壳幔横向电性分布，统一进行粗略叙述。

宁化—泉州剖面的断面电性分布（图 9）及上地幔高导层（即软流圈层）深度值，反映出我省东西向岩石圈的厚度变化特征，清流—德化之间，岩石圈较薄，而两侧较厚。永春以东，岩石圈中、下部存在自滨海向内陆倾斜的高导层，其下为同倾斜的上地幔高阻层。这是我省岩石圈的一个特殊区段。向西倾斜的上地幔高阻层，推测为中生代古俯冲板块的残留体，而

其上的高导层，很可能为板块俯冲产生岩浆的“地幔楔形区”的残迹。总之，综观我省上地幔软流层顶界面，以中心高两侧低的桥型，隐没于岩石圈之下，其平均深度 100 km。

永春以东的岩石圈上部（包括地壳），横向的电性变化剧烈，呈高、低带相间垂向分布，预示垂向断裂相当发育，为岩浆或深部热源的上升或积蓄，提供了构造条件，所以该区段的壳内高导层沿断裂发育于中、上地壳，如大坪—嵩口电性断面（图 9）。高导层连续发育在中地壳，该剖面的位置与福安—南靖断裂带相当；永春以西，直至江西省内，壳内高导层呈波浪状，连续发育于中、下地壳，并与爆破地震的壳内低速层基本吻合，它的存在和发育为地壳的水平位移提供了深部滑移层，同时也是省内天然地震震源偏浅的主要原因。

德化—清流间地壳的中、上部，电阻率为 $n \times 100 \Omega \cdot m$ ，其地壳下部和上地幔电阻率仅为

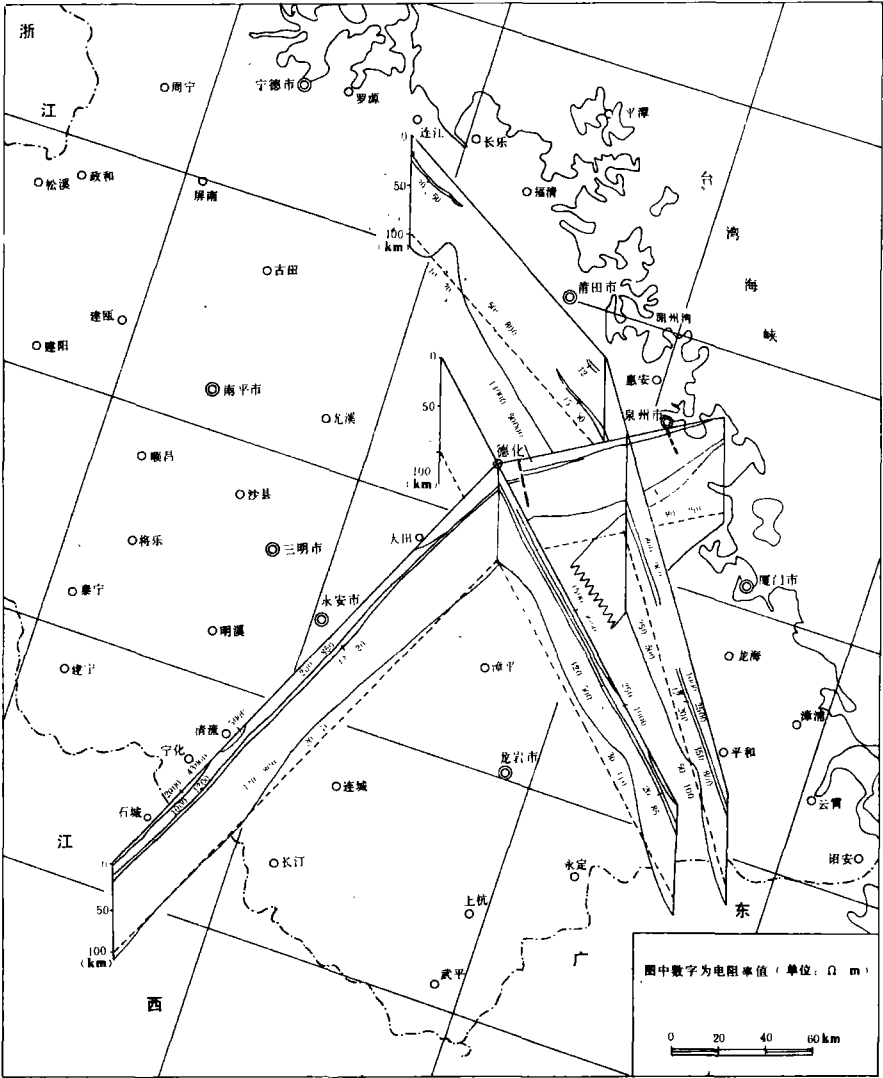


图 9 福建省大地电磁测深剖面栅状图

Fig. 9 Fence-shaped chart of the magnetotelluric sounding profile in Fujian Province

100 $\Omega \cdot m$ 左右;但清流之西地壳的电阻率偏大且分两层,上层为 $n \times 10\,000 \Omega \cdot m$,下层为 $1\,000 \Omega \cdot m$ 左右,而其下的上地幔和地壳底部电阻率为 $n \times 100 \Omega \cdot m$ 。很明显,岩石圈的电阻率,闽西大于闽中,再考虑闽中壳内高导层位置偏高的情况,说明了闽中地区软流层的上隆,赋予了岩石圈大量的热,从而强化了岩石圈的构造活动。

在德化、宁化两地附近,中地壳以上深度内,出现高阻楔形体,一个为三角形,一个为橄榄形,它们在地质上可能有特别的意义。

概括起来,宁化—泉州断面内的电性分布,把我省岩石圈以清流、永春为界分截成西、中、东三种不同特征的电性块体。

2.3 壳内磁性底界面特征

根据最大熵功率谱计算的福建省磁性底界面深度图(图 10)分析,我省磁性底界面深度变化幅度为 22—29 km,一般为 25 km,并具有如下特征:

①福安—南靖断裂带以东地区,磁性底界面埋深大致在 24—26 km 之间,局部偏深,可达 27 km,如闽侯鸿尾、仙游、长泰枋洋等地;而福州、漳州、南靖汤坑、德化地热远景区及福清、长乐近海一带则偏浅至 22—24 km。

②松溪—长汀断裂带以西,磁性底界面一般偏深,达 25—28 km,建阳黄坑最深为 29 km,仅在将乐,顺昌埔上一带偏浅为 22 km。

③在上述断裂之间的中间地带,磁性底界面深度一般为 23—25 km。而建瓯玉山、永安、永定附近,其底界面埋深为 23 km,平面展布方向为北东、北东东;政和石屯、宁德霍童、沙县、上杭—龙岩附近,磁性底界面埋深大于 27 km。

以上特征与其它成果图件对比,存在以下规律:

①地热远景区和有地热显示的地区,磁性底界面偏浅,推测这是地幔底辟上升,温度升高(热流值高),从而导致居里等温面的隆起,如福州、漳州、德化、南靖、永安、永定等处。目前尚无地热显示的将乐、玉山等地区须进一步探索。

②磁性底界面偏深的区域多是火山-岩浆活动强烈、地壳中磁性层较发育的地区,如北部和东部地区。

③磁性底界面等深线平面轴向,有的与区域地质构造及断裂走向一致,反映了其间存在着相关关系。

2.4 地壳—上地幔的物质组成

前面已述,依据地壳内垂向纵波速度的变化,将地壳分为七个速度层,加上地幔顶部层,共八个速度层。为进一步研究它们的地质含义,现就其物质组成问题进行如下探讨:

我省地表出露的沉积地层、变质岩、火山岩和岩体,其表层低速梯度层厚度平均达 3.6 km 左右,近地表一定深度内属强风化层,这是造成第一、二层波速呈梯度变化的主要原因,换言之,这种梯度变化不可能是因不同时代岩性垂向的变化而引起。虽然所有地表岩性均可埋藏至这一深度,但在风化条件下,各岩性层的弹性特征在一定程度上被消减而趋向混一,发育的断裂构造和活跃的逆掩、推覆或滑脱运动更会促进风化过程的加快。所以对表层低速梯度层厚度平均 3.6 km 以上岩性分布的求索,只能依地表地质体产状和重力正演结果,并结合实测岩性密度值,进行合理的推断。因第二层为 P_g 的回折波层,最大波速在 6.00 km/s 左右,故推测该界面之上主要是中古生界—中三叠统的分布层。

因为后期的大区域地壳水平运动,推测上地壳各层的岩性定会产生水平或垂向上的运移,结果形成老地层覆于新地层之上或不同时代岩性层相互穿插那样一种推覆、叠置、错综复杂的岩性展布空间,尤其在上地壳的上部更是如此。

属中地壳的第四层、第五层,埋深 10.6 km 至 21.9 km,承受的压力在 300—500 MPa 之间,按 K·C·康迪的分法,其岩性大致相当于花岗闪长岩或石英闪长岩。第四层的纵波速度一般在 6.10—6.20 km/s,似乎比花岗闪长岩的波速有些偏低,而与混合岩的波速相当;该层中的部分层段波速达 6.28 km/s 或更大,与黑云斜长变粒岩和花岗闪长岩的波速相当^[5]。所以推测福安—南靖断裂带附近及其以东和建阳—宁化地区的该层位,以混合岩分布为主,而闽中(清流—大田)地区局部可能尚保留震旦纪—一晚元古代地层。永春曲斗—南安一带,政和一建瓯以东,该层位应以花岗闪长岩、石英闪长岩为主,局部保留深变质—一中元古界地层夹花岗岩的杂岩系,属浅色麻粒岩相。第五层波速一般在 6.30—6.50 km/s 之间,唯清流—大田波速为 6.52—6.62 km/s,接近蛇纹岩—辉长辉绿岩的波速变化范围(X·施蒂勒等)^[5]。所以推测该层一般被石英闪长岩、闪长岩、紫苏花岗岩充填外,在波速偏高的清流以西,有保留中、早元古代—太古代高级变质岩,即片麻岩、混合岩、深色麻粒岩杂岩、角闪岩组合层位的可能性。清流—大田的高速层,应为洋壳下层岩性属高变质岩类——绿岩、混合杂岩、镁铁质岩体组合,可能是加里东运动前的残留洋壳。上述前震旦系层位,大概反映了若干古岛弧的存在。

概括地说,中地壳是个“混合岩带”,以岩浆岩为主,局部保存震旦系或前震旦系的相应层位,古老层位已经麻粒岩化或混合岩化,尚存部分高级变质的古洋壳。总体是下层比上层偏基性,自然还有晚期侵入岩体穿插其中。各类岩体的形成,可能与同化重熔古老层位有源缘关系。

按 K·C·康迪的意见,埋深于 22 km 以下,承受盖层压力大于 600 MPa 的下地壳,其岩性是由花岗质和辉长质岩石的混合物经深变质而成的硅质麻粒岩。从纵波速度看,第六层一般在 6.40—6.60 km/s 之间;闽北建阳地区则达 6.90 km/s 左右,屏南—闽侯一带波速稍高于此值。与高温高压实验给出的结果比较^[5],推测闽北地区该层属麻粒岩相的斜辉片麻岩类,屏南—闽侯地区则多为辉长岩类,而其它地区则可能是麻粒岩相的紫苏花岗岩—辉长辉绿岩类。第七层的纵波速度一般在 6.65—7.20 km/s 之间,局部波速达 7.40 km/s。根据实验结果推测,全省范围内地壳底部层位多为辉长苏长岩、辉长岩、玄武岩类;在我省东部的该层高速区(泉州一带、闽清一带)可能有地幔橄榄岩底辟上侵,形成壳-幔混合层。

莫霍面以下的上地幔顶部,纵波速达 7.90—8.05 km/s。综合多家的高温高压实验结果,推测岩性为橄榄岩类、辉石岩、榴辉岩类、纯橄榄岩组合。

以上是依据深部物探成果,对地壳—上地幔岩性分布进行的探讨。

对地壳内垂向的岩性变化,特别是中地壳内的岩性变化,也可从燕山期花岗岩、石英闪长岩成因机制的讨论中,得到其内在关系。

随着垂向地壳厚度的增加,地壳深部的温度和压力也在增加,岩石在一定的温压条件下发生变质,同时也必然发生不同程度的部分熔融,而且越往地壳深部,其熔融程度则可能越高。据贵阳地化所熔化实验结果,闽北石英云母片岩初熔温度为 660℃,熔化区间温度为 660—730℃^[1]。这说明我省前寒武纪变质岩,在一定温压条件下是可能产生部分熔融的。由于部分

熔融产生的再生岩浆，在垂直分异和重力分异的作用下，可以分异出花岗岩质的酸性部分、玄武岩质的基性部分以及二者过渡类型。前者由于密度较小，在内外地质应力的作用下，可以向地壳上部运移，并在适合的构造环境中定位。在向上运移的过程中，规模较小的岩浆熔体，可以汇合成一定规模的花岗岩基，也可能形成独立的小岩体，如位于闽中地幔拗陷带内的小陶岩体北段，其所以能形成如此规模的复式花岗岩基，可能与海西—印支构造旋回的原沉积岩所形成的垂向荷载压力增大有关，或与上地幔软流层顶面上隆从而导致深部基底岩石大范围的重熔有关。福建省区域地质志对该岩体稀土元素含量的分析，也为该岩体的成因提供了证据。

从表 7 岩石化学成分对比可以看出，我省出露地表时代最老的前震旦纪基底地层的 SiO₂、Al₂O₃、MgO、K₂O、Na₂O 等主要化学成分与燕山早期石英闪长岩化学成分十分相近。这是否可以说明前震旦纪地层重熔后，如无外来物质加入，可以重结晶形成石英闪长岩。但是在垂直分异和重力分异的作用下，酸性部分向地壳上部运移，形成花岗岩，而分异后的残留部分又可形成基性岩类。这也是造成地壳垂向分层结构的重要原因。

据包体测温结果，燕山期花岗岩类的生成温度高，一般在 650—750℃，此数据与闽北前寒武纪石英云母片岩熔体区间（660—730℃）基本一致。此结果为燕山期花岗岩类来源于前寒武纪变质岩的重熔提供了又一证据。

表 7 福建省燕山早期石英闪长岩与前震旦系地层岩石化学成分对比

Table 7 Comparison of the lithochemical compositions from early-Yanshanian quartz diorite and pre-Sinian in Fujian Province

成分 岩类	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
石英闪长岩	63.45	0.65	157.7	1.83	3.44	0.14	2.31	3.99	3.32	3.58	0.19
前震旦系	63.80	0.86	14.68	2.36	4.28	0.209	2.58	2.94	2.29	3.28	0.20

(据福建省区域地质志，1985)

综上所述，为探求爆破地震各速度层与地壳圈层、岩石密度、岩性变化、地壳构造运动之间的可能存在的相应关系，我们在做了专项统计之后，建立了如表 8 所示的一览表。该表主要是以宁化—惠安地震剖面为基础，兼考虑其它剖面。一般说它代表了我省的基本情况。表 8 内的横向对应项的统计数据虽互有重复交错，但它总体上反映的地质规律是正确的。建立此表的最大目的是探讨各地震波速的地质含义，为推断我省有代表性的地质剖面提供地球物理、地质上的可能参数，同时也是对上述各节内容的一种概括。

依据深部地球物理资料对我省地壳—上地幔圈层结构的划分和对其各层物质组成的探讨，再参照我省玄武岩中包体矿物温压研究成果、地表出露超基性岩体的岩石矿物组合及上地幔矿物组合在高温高压下平衡的研究成果等有关文献资料，综合建立我省地壳—上地幔圈层结构及相应物质组分、物理参数之间的空间模型，并以简单明了通用的形式示于图 11 中。图内各项内容和数据，除表征了本章各节的基本要点外，又明确了各参数之间的纵向、横向的对应关系。它是本章内容的另一种高度概括。此图既可独立讨论问题，又便于与其他资料

表 8 福建省地震波速-岩性变化-密度相关性一览表
Table 8 List showing the relationship of velocity, lithological variation and crustal density in Fujian Province

地震波速分层及平均深度范围 (km)		波速变化 (km/s)	换算密度 (g/cm ³)	岩性变化和地壳结构		实测密度统计结果 (g/cm ³)		
						按构造层统计	按岩石类型统计	
一	0.0—2.2	5.30—5.90	2.53—2.61	上地壳 质岩及各类侵入岩 火山岩—沉积岩变	喜山期构造层	1.81—2.82	2.55—2.71	以沉积岩为主
二	2.2—4.2	5.70—6.10	2.54—2.67			2.60—2.62		
三	4.2—10.6	6.01—6.15	2.64—2.69		海西—印支期构造层	2.60—2.65		
四	10.6—16.9	6.10—6.45	2.67—2.79	中地壳 岩—麻粒岩杂岩 岗(石英)闪长 岩混合岩花 前震旦系深变质	扬子—加里东期构造层	2.62—2.68	2.62—2.66	以变质岩为主
五	16.9—21.9	6.30—6.65	2.74—2.86		?			
六	21.9—26.3	6.40—6.69	2.78—2.87	下地壳 岩类玄武岩类。 辉绿岩类—辉长 花岗岩类—辉长 麻粒岩类—碱性		注：地震波速与密度 换算公式采用 $\rho = V_p \times 0.34 + 0.6$ $\rho = V_p \times 0.25 + 1.2$	2.61—2.78	以麻粒岩为主
七	26.3—31.5	6.45—7.20	2.79—3.05					
八	>31.5	7.90—8.05	3.29—3.34	地幔顶层 岩类 石榴—榴辉 橄辉岩—辉			3.08	橄辉岩

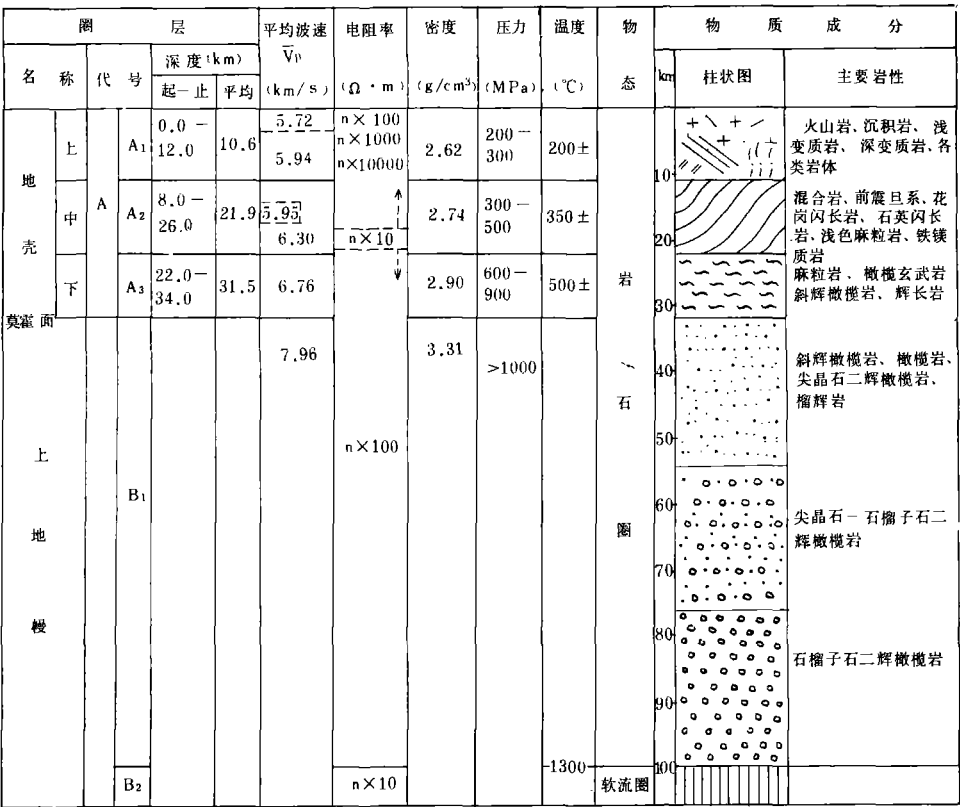


图 11 福建省地壳—上地幔综合柱状略图

Fig. 11 Synthetic column of the crust-upper-mantle in Fujian Province

相互对比。

地震波速变化与地壳基性度的关系：地震波在地壳各层中传播速度的大小，除与岩石孔隙度、压力、温度、构造破碎程度等因素有关外，与岩性的酸度应有一定的关系。这种关系通常表现为岩石化学成分或矿物组合差异所形成的不同岩石类型，当岩石酸度偏高时波速偏小，基性度增高时波速偏大。所以利用这种相关性粗略估计地壳的基性度是可能的。以整个地壳或地壳上、中、下各层的平均波速为标准，相比某一地段地壳或地壳某一层段的波速大小，若较平均波速偏小，该地段或层段的岩性偏酸，反之偏基。地壳或地壳各层的平均波速见表 2。众所周知，地壳岩石的基性度与矿产有直接的成因关系，是重要的找矿标志之一。

3 深部构造背景

当前我们测得的各种地球物理场是反映了历次地质构造运动的总结果，因此它是一个叠加场。但是，这个场又主要反映了最新最强的具有明显物性差异前提的构造运动形迹，老的能保留下来的是那些未被破坏或被继承的，或虽被破坏但尚能被分辨的那些构造残迹。

莫霍面是地壳与上地幔一个重要的分界面，目前只有这个面我们尚能以爆破地震为约束条件，利用区域重力资料相对准确地计算求得。为了便于研究，本文采用的是根据莫霍面的变化特征进行构造分区作为研究深部构造的基础。在这个界面的基础上，我们再来讨论其下

和其上的深部构造问题。

对于莫霍面以下,目前我们仅有部分 MT 资料和少量深部地震层析资料的信息,可以用来探讨有关上地幔(主要是岩石圈)构造问题。对莫霍面以上;由于我省地质构造条件复杂,地壳中又存在明显的横向密度不均匀,特别是在上地壳存在大量有一定规模的局部异常源,导致一些地段 60×60 (km) 平均布格重力异常不能宏观地反映深部场,而爆破地震和 MT 资料毕竟有限,不同分层界面场的提取尚未解决,因此,在面上我们仅能利用 60×60 (km) 剩余布格重力异常来探讨地壳(主要是上地壳)密度不均匀及其有关地质构造问题。由于金属矿航磁资料本身的局限,加上我省岩石磁性较复杂,磁性界面的计算也尚在探索中,地壳中的磁性分层问题尚未较好地解决,因此它主要是配合重力资料在地壳中、上部用来追踪断裂构造,圈定某些地质界线,在这方面,航磁资料不失有上乘的表现。

在全国莫霍面深度及构造分区图上,福建处于东部沿海起伏不大的莫霍面隆起区内,构造分区属于东部地幔台坪隆起区(东幔坪区)的南段偏东侧^[6]。它在区内又相对低缓,并以闽浙为主体,包括部分赣粤地区,组成了一个北东向槽形拗陷。该拗陷东北端封闭,西南端开口,其中又存在北东向次一级起伏构造(图 12)。

3.1.1 莫霍面特征

新计算的福建省莫霍界面深度图,显示了我省莫霍面的形态比较复杂,起伏较大,最浅在沿海,深度为 27.5 km,最深在华安一带,深度为 36 km,最大深度差达 8.5 km。

莫霍面特征大致以福安—南靖、松溪—长汀两条线为界,把我省分为三个带(图 12)。现分别进行描述:

(1) 闽东沿海莫霍面陡坡带

该带纵贯全省,总体呈北东—北北东走向,两端分别向浙江、广东延伸。而该带在福安—宁德、闽侯—永泰、德化、同安等段,走向又有明显地向北西或南东转折。陡坡带从西向东是由内陆向沿海逐步抬升(埋深从 32—27.5 km),各段水平梯度也不相同,北段在福安附近为 45 m/km,南段在云霄附近为 40 m/km,而最大的水平梯度是在同安附近达 85 m/km。

(2) 闽中莫霍面拗陷带

拗陷带总体呈北东—北东东走向,莫霍面深度为 32—36 km。带内有两个次一级幔凹区,一个在省内的松溪—闽清—福安之间呈三角形,向北延入浙江,其凹陷中心部位在古田以东一带近似等轴状,最深在闽侯大湖,莫霍面埋深为 34 km;另一个在华安—龙岩一带,莫霍面最深在华安,埋深达 36 km,中心部位呈等轴状,向东和向北西方向扩展,大致截止于上杭—平和—崎岭一线。位于该带中部的管前、水口有两个小凹陷,有可能连成一个北西向凹陷槽,在明溪—漳平间存在北西向局部凸起,而在屏南附近也存在一个北西向鼻状凸起。

(3) 闽西北莫霍面低缓隆起带

该带总体呈北东东走向,莫霍面深度在 30.5—32 km 之间。带内存在次一级凸起,如顺昌幔凸,北东—北北东走向,莫霍面埋深为 30.5 km,其北面大致截止于邵武—崇安—松溪一带,而与三港(崇安)、浦城凹陷相毗邻(两个凹陷的莫霍面埋深近 34 km,分别延入江西或浙江)。顺昌幔凸向西南尚有宁化凸起,该凸起在省内莫霍面埋深为 31 km,向西延入江西。

另外,上述各带内均存在北西向的凹陷槽、鼻状凸起及莫霍面等深线扭曲和梯度带不同等变异现象。综观全省,它们主要分布在湄州湾—建宁、上杭—云霄、浦城—宁德三条北西

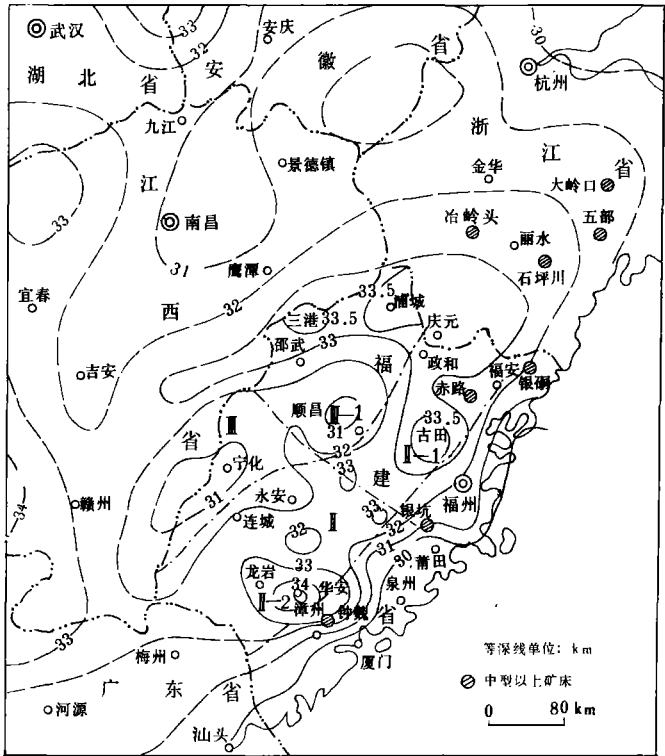


图 12 福建省及邻区莫霍面变化趋势及深部构造分区略图

I—闽东沿海地幔陡坡带；II—闽中地幔拗陷带；I-1—古田幔凹；I-2—华安幔凹；III—闽西北地幔缓隆带；
III-1—顺昌幔凸。

Fig. 12 Sketch map showing the Moho variation trendence and deep tectonic units in Fujian Province and its neighbouring regions

I—abrupt slope zone of the mantle in the coast of Eastern Fujian；II—down-wrapped region of the mantle in Central Fujian；III—gently uplift of the mantle in northwestern Fujian；I-1—mantle concave in Gutian；I-2—mantle concave in Huanan；III-1—mantle convex in Shunchang.

向带内，因此我们把这三条带称之为莫霍面变异带。

以上均反映了我省莫霍面特征的复杂特点。

3.2 深部构造分区

根据我省莫霍面的变化特征，可将深部构造作如下进一步划分。就我省范围来说，根据规模大小，可划分为三个一级构造带，它们是：I 闽东沿海地幔陡坡带，II 闽中地幔拗陷带，III 闽西北地幔缓隆带。

在 II 带中有两个二级构造：II-1 古田幔凹和 II-2 华安幔凹。在 III 带中只编入一个二级构造带，即：III-1 顺昌幔凸，另外尚有宁化幔凸、三港（崇安）幔凹、浦城幔凹，由于在我省只占一部分，放在本带内，不予编号（图 12）。

以上构造分区与前述的莫霍面特征分区，均可一一对应。

一般认为深部构造的分区，都是以区域性深断裂作为分区边界的。我省综合物探资料表

明, 福安—南靖、松溪—长汀断裂将我省东、西向上分成三个带, 而在上述莫霍面特征描述中提到的三条北西向莫霍面变异带, 它们也是区域性深断裂带的反映, 故也是分区的边界。例如以建宁—湄州湾断裂为界, 南北两块反映在莫霍面特征和分层结构上具有不同的深部构造背景。次一级的分区, 也都有与之相对应的有成因联系的断裂作为分区边界。有关断裂特征将在下文作专门论述。以下就深部构造分区对莫霍面以上的地壳深部构造作进一步讨论。

(1) 闽东沿海地幔陡坡带

在沿海地幔陡坡带及上覆地壳中, 存在一系列平行走向的断裂带, 其中规模较大的除福安—南靖断裂带外, 在靠近海边还有平潭—诏安断裂带。该陡坡带综合物探资料表明, 以平潭—诏安断裂为界, 又应分成两个带, 这两个带, 具有明显不同的特点。如在“区带剖面”上, MT 资料反映了该断裂两侧电性界面和分层不能对比。爆破地震反映, 在断裂以东, 剩余布格重力异常以正为主, 结合航磁反映了东侧发育着基性岩带。

在福安—南靖至平潭—诏安断裂之间的地幔陡坡带内, 除前面已提到的三条北西向断裂外, 尚有通过福州(即闽江断裂)、漳州(即九龙江断裂)等一系列北西向断裂, 反映了我省沿海北西向断裂特别发育。根据“区带剖面”、中科院及省地震局沿海地震剖面, 本带内中地壳纵波平均速度较其它带低, 且低速层发育。MT 在龙海、漳州、惠安和晋江有局部高导层与低速层相伴生。低速层和高导层多与断裂带、糜棱岩带及花岗岩化带等有关(图 6、图 9), 有的则可能与深部热源体有关, 如漳州—华安、福州地区。从热流值图可见, 包含有福州、德化、漳州、南靖的高温、高热流值地区, 与通过福州和漳州的两条北西向断裂和福安—南靖断裂带相吻合(图 13)。因此, 这三条断裂是控热断裂, 是传递深部热流的良好通道, 同时也提供了地幔热流上侵的深部构造信息。

带内一些壳层 \bar{V}_p 明显偏大, 在福安—南靖断裂以东一般莫霍面 V_{pm} 大于 8.0 km/s, 如在宁德、永春、漳州岩溪、云霄等地区, 而在惠安、渔溪、嵩口、闽清等地区, 下地壳 V_p 达到 7.2 km/s, 反映了这些地段可能存在地幔底辟上侵和壳幔混熔, 使带内地壳的基性度增高。而在“区带剖面”中, 石鼓(永春)以东中地壳的第四层 V_p 达到 6.4 km/s, 明显大于其它带内的相应层, 也反映了深源物质的上侵。带内以正为主强度增大的航磁异常所反映的基性、中性、中酸性及 I 型花岗岩类和火山岩(主要是石帽山群)呈带状、串珠状和环状广泛分布, 与上地壳层中 \bar{V}_p 速度的增大(密度增大)也是相吻合的(图 13、图 14)。综合物探资料, 反映了本带是省内构造岩浆活动最强烈的地区。

(2) 闽中地幔拗陷带

松溪—闽清—福安幔凹区, 被北东向福安—南靖及松溪—长汀断裂及松溪—嵩口南北向断裂带所围限, 而崇安—宁德北西向断裂, 把三角区进一步分割成局部更深的古田幔凹, 中心部位呈似等轴状, 航磁有清晰的环状异常与其大体对应。环状异常是环状构造的反映。古田幔凹区内地壳中有北西、北东、南北向等多组断裂交汇, 反映了区内断裂构造十分复杂, 地表火山岩广为覆盖, 局部有花岗岩出露, 而剩余布格重力异常为负值, 反映了火山—岩浆活动十分强烈, 岩浆沿断裂特别是环状断裂及断裂结点喷发、侵入和堆积, 是省内火山岩层较厚地区之一。

围绕华安—龙岩幔凹发育着与其有成因联系的北东、北西、东西向断裂, 中心部位的华安局部等轴状深凹陷, 航磁、遥感也有明显的环状异常与之相对应(图 15)。另外从天然地震震中分布也可看出其与环状构造有一定联系。

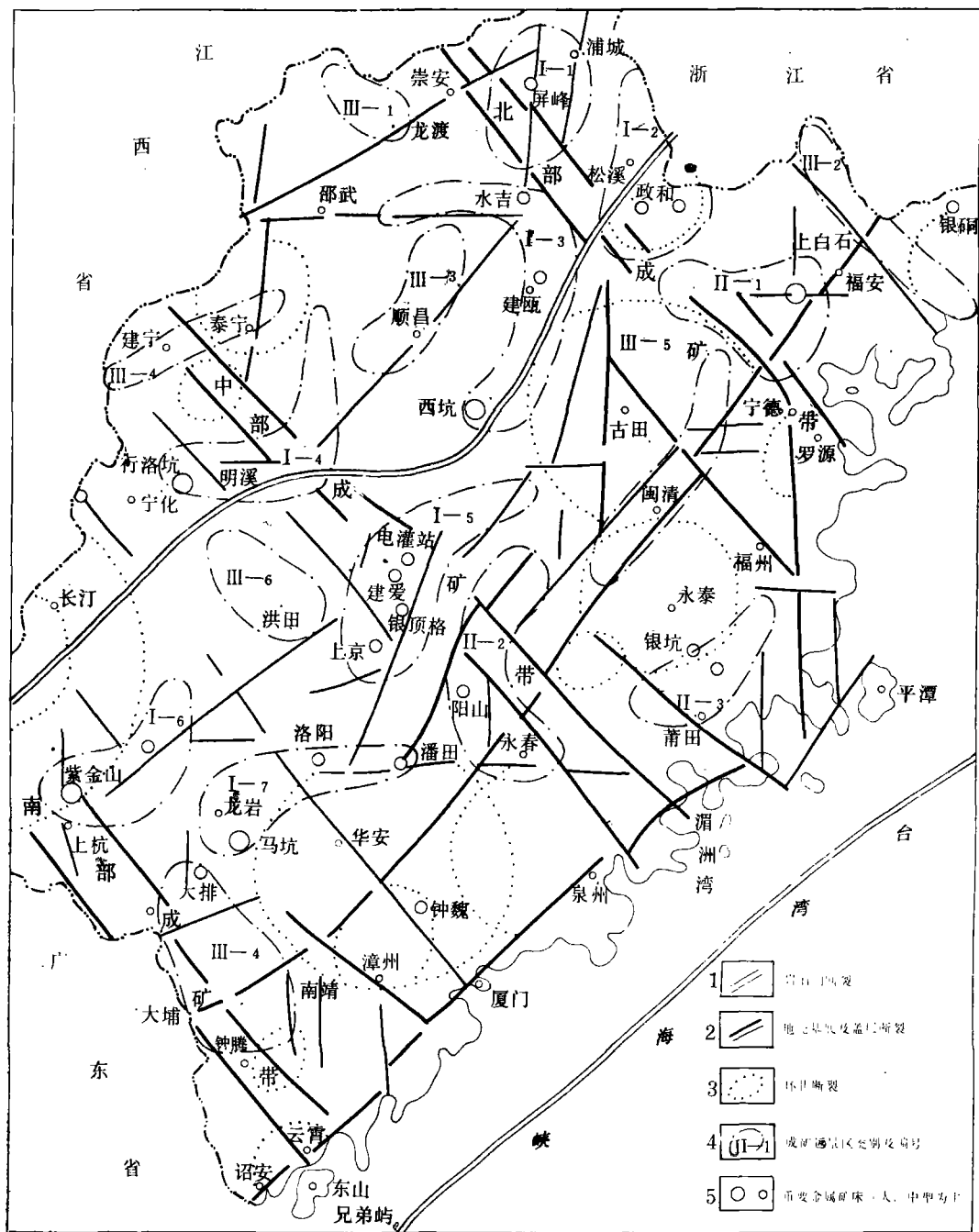


图 13 福建省物探推断断裂构造图 (附深部构造与金属矿产规律)

Fig. 13 Diagram showing the fault structures of Fujian Province inferred by the geophysical prospecting method

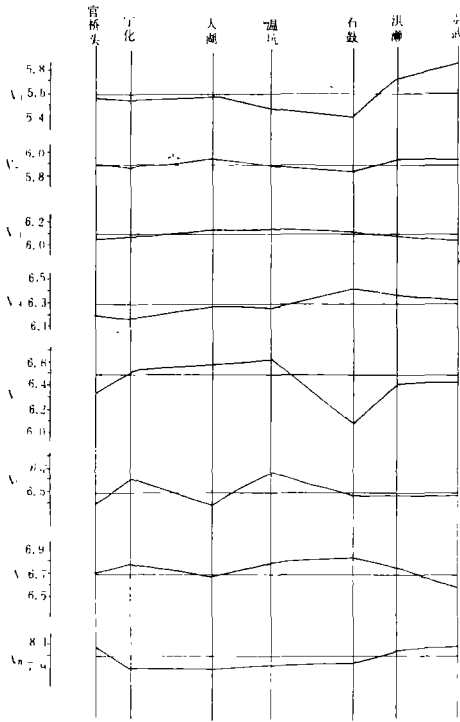


图 14 宁化—惠安爆破地震分层速度
沿断面的变化曲线

Fig. 14 Diagram showing variation curves
of the P-wave velocity along the
Ninghua-Huian artificial seismic
profile

古田和华安环状构造都分布在福安—南靖断裂带两侧，主体在幔坳带内，同时又分别处在通过福州、漳州两条北西向控热断裂带上，显然其形成与其所处的特殊位置有关，并与上地幔构造有着成因上的联系。

“区带”地震剖面在永安附近反映了莫霍面微隆，莫霍面 V_{pm} 和下地壳（第六、七层） V_p 都偏小，（前者为 7.9 km/s，后者 6.4—6.7 km/s），中、下地壳（第五层） V_p 偏大（6.56 km/s）（图 14）。这些壳幔异常现象的出现，反映了该地段存在地幔底辟上升，深部热流上涌，壳内温度升高导致了地壳中一些层位基性度增高，并在热动力变质作用下形成了广泛分布的 S 型花岗岩。

区域内沿松溪—长汀断裂，出现了较高热流值（78—80.5 mW/m²）。沿松溪—长汀断裂及航磁推断的永安—上杭（包括建阳—顺昌）断裂广泛分布的花岗岩带，应与其有一定成因上的联系。区内分布的 I 型花岗岩，可作为断裂切割较深并有深源物质上侵的标志和信息。

从“区带剖面”和 L_3 地震剖面，反映本带的中地壳厚度大于东西二带，其中第四、五两层 V_p 相差较大（6.28 km/s 与 6.5 km/s）与东带明显不同，第四层 V_p 值更接近上地壳底层。MT 在相应位置于埋深 8—20 km 范围内存在 200—850 $\Omega \cdot m$ 较稳定中阻层。根据上述地壳结构分析，推测本

带上、中地壳可能反映了保存相对较厚的前燕山旋回沉积-变质地层。根据第四层 V_p 速度偏大，以及建宁—湄洲湾断裂带的韦埔、中村、新桥、国宝岩体同位素年龄资料，已见到太古代的线索，推测第四层主要为太古代地层的反映。

本带建宁—湄洲湾一线以南地区，航磁主要反映为正负相间平行排列的低缓异常带。弱—负磁异常若与正剩余布格重力异常吻合，是沉积变质地层保存较好、火山和岩浆活动相对较弱的地段，如永安、大田、漳平、尤溪一带，但待进一步查证。

（3）闽西北地幔缓隆带

围绕顺昌幔凸及其上覆地壳中，分布了北东、北东东、北西和南北向断裂，在此范围内航磁资料反映为以负为主近南北走向的磁异常区，区内有北东—北东东正负相间（二负一正）平行排列的短轴状异常，周围被北东、北西、北东东和近南北向正异常带（或区）所围限；相应的重力反映为剩余重力布格异常正值区，区内也有北东—北东东向次一级相对高或低（负）异常带分布，周围为北东、北西、北东东和近南北向负剩余异常带（区）所围限；根据物性资料分析，上述近南北向的重磁异常区，反映了闽西北地区晚元古代（还可能有太古

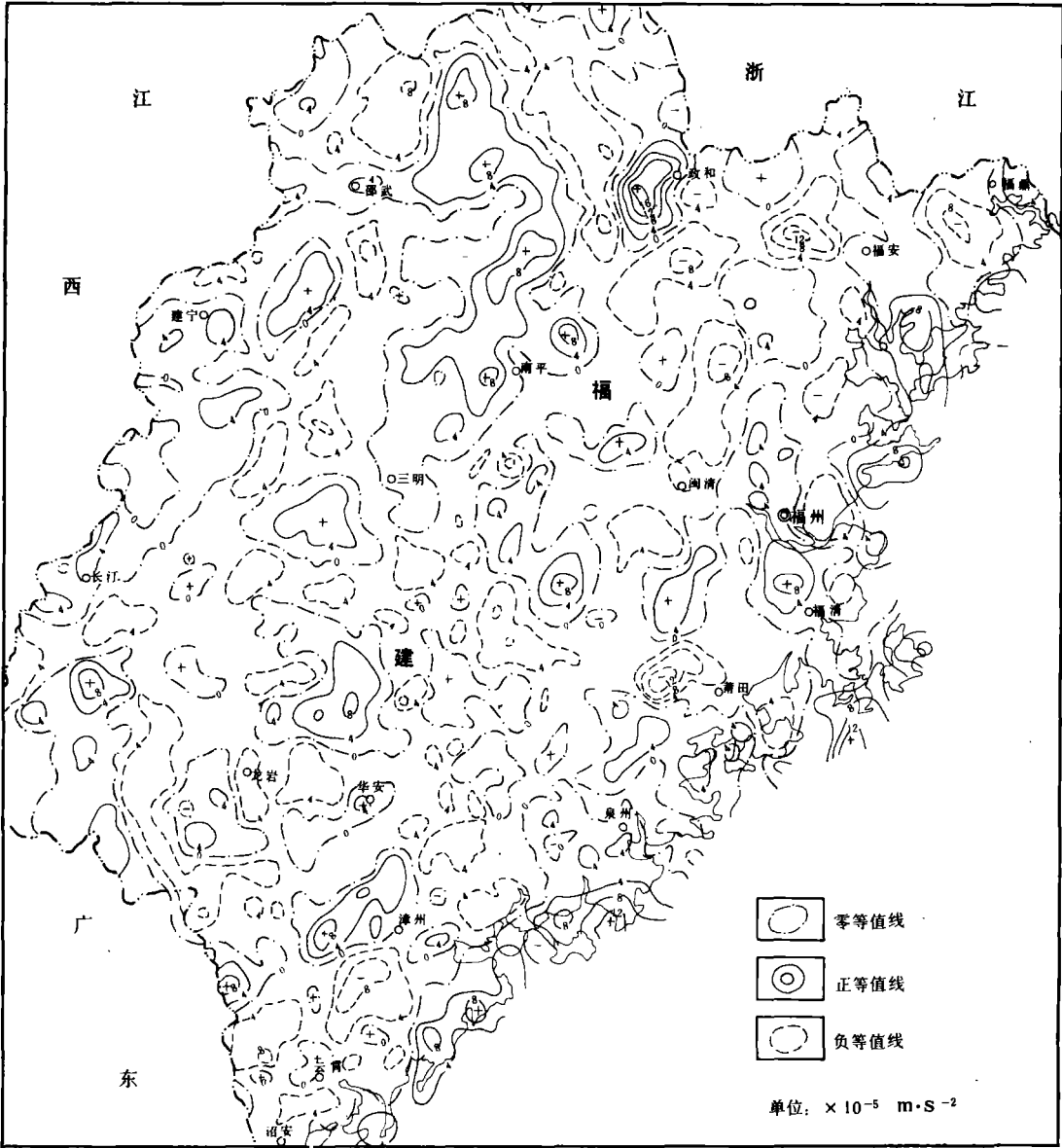


图 15 福建省剩余布格异常图

Fig. 15 Residual Bouguer anomaly map of Fujian Province

代) 变质岩基底的主体, 它被周围断裂所切割围限的一个块体, 同时也反映了块体内部也有不同期次的断裂构造和岩浆活动的形迹。

本区变质地层广泛分布, 反映了老基底的隆起, 它和莫霍面的隆起相对应, 说明两者存在成因上的联系。这种地表和深部构造的共起伏, 是在我们取得了顺昌地震测深控制资料后才基本予以肯定的。顺昌莫霍面埋深为 30.5 km, 隆起幅度不大, 目前尚未取得隆起区深部地壳分层资料。

三港（崇安）幔凹因在省内仅为一部分，故未另外分区。三港幔凹为北东东走向，它与区域内加里东构造方向相一致，凹陷南侧是以光泽—崇安断裂为其分区边界。浦城幔凹走向近北北东，上覆地壳中有北东、北西、南北向多组断裂。两个幔凹区，航磁化极异常分别反映为北东东、北北东走向正异常，而相应重力均表现负剩余布格重力异常。重磁异常反映了区内火山岩、花岗岩在上地壳占了主要地位，地表虽也有老变质岩分布，但其厚度应不大。永宁—宁德地震剖面反映为凹陷区，地壳结构与省内其它地震剖面相比，下地壳 \bar{V}_p 偏大（6.95 km/s），厚度也偏大（达 10—13 km），和顺昌幔凸相比，地表虽同样露布晚元古代—早古生代变质地层，但深部圈层结构却不相同，莫霍面深度相差近 3 km，显然两者之间应存在断裂。

宁化幔凸为松溪—长汀和建宁—湄洲湾断裂所围限。“区带剖面”在松溪—长汀断裂通过的清流附近，反映出两侧圈层波速具明显差异，在东侧拗陷区莫霍面 P_n 波的反射震相延续时间长，推测莫霍面是由多个速度不等的薄层组成^①。中地壳第四层 V_4 和东侧拗陷区第四层 V_4 相当。MT 在断裂两侧的反映：上地壳电性差异明显，西侧（隆起区）为 20 000—43 000 $\Omega \cdot m$ 高阻层，而东侧（拗陷区）则为 250—850 $\Omega \cdot m$ 中阻层；中地壳电性层两侧电阻率同在一个级次上，但隆起区稍高达 1 000—1 200 $\Omega \cdot m$ ，且偏深，拗陷区则为 200—850 $\Omega \cdot m$ 。推测拗陷区地震反映的一至四层有保存较好的前燕山期沉积-变质地层，向西延续至隆起区内。

航磁、重力在隆起区一侧反映了正磁、正剩余异常（图 15），与元古代变质岩层分布相吻合，而在“区带剖面”通过的宁化—清流幔凸区表现为局部负磁、负剩余异常，与 MT 反映的上地壳高阻层相吻合，这一局部地段是花岗岩侵入反映。

3.3 软流圈顶面特征

据“区带剖面”总报告的研究成果，把福建划属于“武夷地幔块体”，该块体从江西遂川断裂到福建沿海，可能延入海峡，西部（江西）软流圈顶面深度约 130 km，向东部逐渐抬升到 100 km。综合我省深部成果，东部沿海软流圈顶面深度骤然变深，存在大于 180 km 以上的深凹陷，块体的电阻率较低。

由 MT 各测点得到的软流圈埋深（即岩石圈厚度）成果是研究本省软流圈顶面宏观特征的基础。我省现有资料（主要在南部）表明该面具有较复杂的形态，东部存在北东向的深凹陷，在永春—南靖一线存在狭窄隆起带，同时在华安、福州两处有局部隆起。西部以永安为中心存在范围较大的隆起。

（1）东部软流圈深凹陷

地球物理依据

①从“区带剖面”、地热项目和成都地院三家 MT 成果中发现，同安至莆田一带软流圈埋深普遍大于 150 km，而中、西部地区的一般深度约为 100 km，表明东部存在北东向的软流圈深凹陷。

②沿海地区大地热流值明显偏低，泉州仅 40.58 mW/m²，厦门 43.72 mW/m²，平潭 53.99 mW/m²，均明显低于全球平均热流值（61.55 mW/m²）和闽西北、闽西南的平均热流值（分别为 77.35 和 63.71 mW/m²）。热流值偏低是存在“冷”地幔，即软流圈埋深偏大的证据。上文已指出，用热流值估算的幔内固相线深度与 MT 测深得到的软流圈埋深基本相符，而用 MT

① 地矿部第二物探大队、成都地质学院，1990，华南地区邵阳—泉州深部地质地球物理调查报告（送审稿）。

得到的软流圈埋深用 Adam 的经验公式 $h=36078/q^{1.46[7]}$ 估算的热流值与实测热流值在数值和形态上相当接近。

③闽台地震层析结果(图 16)表明,台湾海峡两侧的岩石圈速度结构存在差异。100 km 深度附近有一低速区,其等值线从台湾向福建内陆凸出并倾伏,最大深度近 200 km,其形状、空间位置与 MT 根据上地幔高阻层推断的残留俯冲板块基本相符。

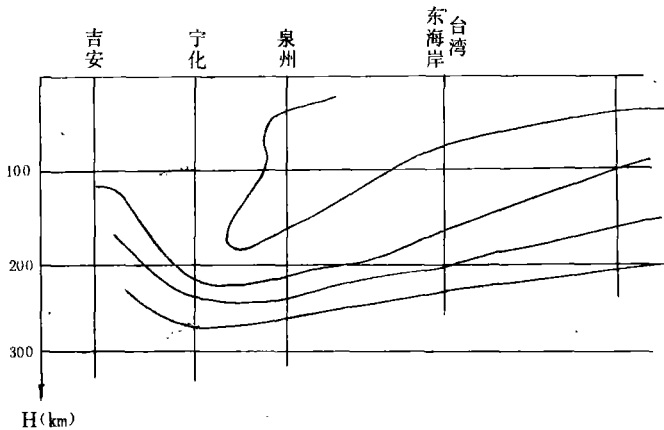


图 16 闽台地区地震层析断面图

(据中科院刘福田)

Fig. 16 Seismic section of the Fujian and Taiwan Provinces inferred by computerized tomography

MT、热流值测量、地震层析是互不相同的地球物理方法,它们独立地开展工作和研究,由不同的地球物理参数出发得出了大体相符的成果,这一般不是偶然的巧合,而是客观真实情况的反映。

形态特征

据现有 MT 资料,凹陷最深部位为南安—洪濂—枫亭—仙游—莆田等测点,深度大于 180 km,呈北东走向并向两端延伸,凹陷倾向北西,倾角约 55° ,向海峡方向迅速隆升而趋于正常值。据 MT 资料推断和地震层析成果,其西北侧仍继续向深部延伸,MT 资料尚未控制其下限,而地震层析资料反映前端到达福建中部,深约 200 km。

(2) 永春—南靖软流圈顶面狭窄隆起带及华安、福州局部隆起

综合各家 MT 资料(图 17)可以看出:在永春—南靖之间存在一个北东向软流圈顶面狭窄隆起带,上隆埋深达 60—80 km,限于工作程度两端延伸尚不清楚,推测其大致沿福安—南靖一线,分布于东部深凹陷两侧。

在华安附近根据金山、华安、长坑、天宝、程溪、龙岩各观测点所得到的软流圈顶面深度分别为 45、60、68、71、90、83 km 等,据此可圈出以华安为中心近等轴状的局部隆起。

在福州附近,根据闽侯港头、长乐、闽侯大湖等测点软流圈顶面深度,可粗略圈出呈北西向短轴状局部隆起,其两侧埋深大于 100 km,但具体范围和延伸情况尚不清楚。

(3) 西部软流圈隆起

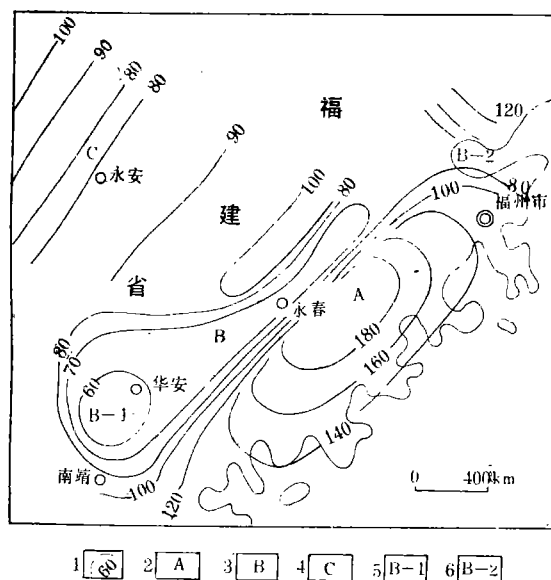


图 17 福建省南部地区岩石圈等厚度图
(附上地幔构造)

1—岩石圈等深线 (km); 2—东部软流圈 (顶面) 深凹陷; 3—永春—南靖软流圈 (顶面) 狭窄隆起带; 4—西部软流圈 (顶面) 隆起; 5—华安软流圈 (顶面) 局部隆起; 6—福州软流圈 (顶面) 局部隆起。

Fig. 17 Isopach map of the lithosphere in southern Fujian

1—lithosphere isopach (km); 2—deep-seated depression of the rheosphere (top) in eastern Fujian; 3—narrow uplift rheosphere (top) in Yongchun-Nanchang area; 4—uplift of the rheosphere (top) in western Fujian; 5—local uplift of the rheosphere (top) in Hua'an; 6—local uplift of the rheosphere (top) in Fuzhou.

若将永春—南靖的软流圈狭窄隆起视为俯冲带局部熔融楔形区前部的残迹，幔内高导层为板块缝合面的残迹，其上、下高阻块体分别为仰、俯冲板块残体，则它们正好符合完整的板块俯冲模式，并可能与地表中生代岩浆岩的分布规律相配套。

MT 与地震层析资料均指示俯冲带的地表缝合线可能在台湾海峡。101—180 阶卫星重力图 (图 19) 显示福建、台湾的重力异常并不相连，在台湾海峡存在北东向的明显不连续界线，指示两者之间存在有大的不均匀界面，亦可做为佐证。只是台湾海峡被巨厚的第三纪沉积及海水覆盖并未出露 (研究程度低)。结合历史上七级以上强震均发生在福建滨海断裂带，推测它是俯冲后期古海峡洋盆关闭时陆-陆碰撞缝合线的继承性发展。

上述残迹得以保留，说明在它形成后未遭受强烈构造运动的改造，根据福建省火山活动

目前仅有宁化—泉州 MT 剖面控制。分析隆起的成因是受古俯冲带楔形区的影响，其走向应平行于古俯冲带，即北东向。该剖面正好垂直其走向。

该剖面上永安附近是隆起最高部位，埋深 79 km，向北西、南东向深度逐渐增大至 100 km 以上，形成以永安为中心的大范围软流圈隆起。若以 100 km 深度为准，该隆起宽约 150 km，最大隆起幅度约 20 km (图 17)。

3.4 福建沿海中生代古俯冲带

(1) 古俯冲带的位置

目前国内外的地壳构造专家、学者多认为中生代在欧亚大陆边缘存在一俯冲带，太平洋西岸火山岩带的形成与之直接有关。但对造成浙闽粤中生代火山岩带的古俯冲带的具体位置则有着不同的见解。郭令智、金性春等认为该俯冲带位于台湾海峡^{(8)①}，但因地表覆盖直接证据不足，深部地球物理资料则为这一论点提供了很好的证据 (图 18)。

福建属年青地台环境，正常岩石圈厚度应在 100 km 左右。地球物理资料表明，福建东部存在软流圈顶面深凹陷，岩石圈增厚，其成因只能以古俯冲带残迹进行解释较为合适。同安—莆田一带普遍发育的幔内高导层向北西陡倾与地震层析低速区上界基本一致，将固相上地幔分成上下叠置的两块高阻体，其下伏块体与地震层析低速区基本一致。

① 李春昱等，1982，中国地质科学院，板块构造讲稿。

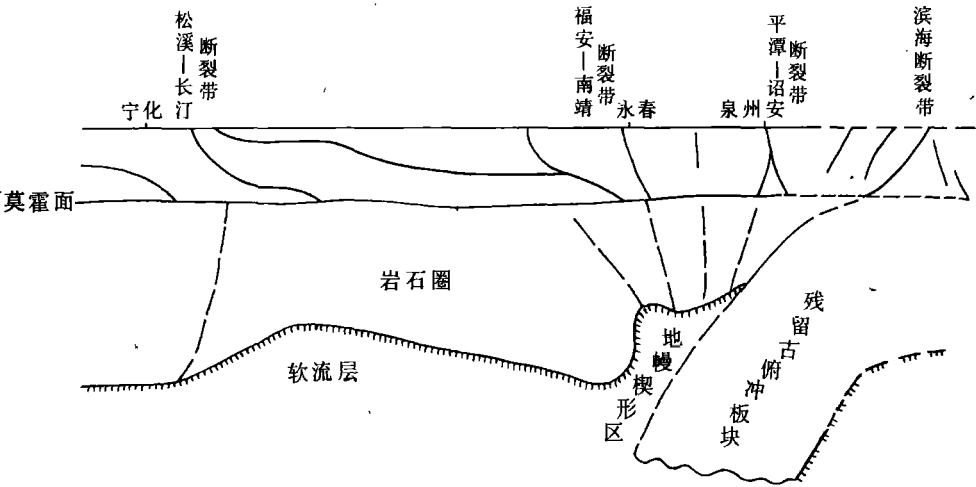


图 18 福建省岩石圈推断断面略图

—— 断裂； ---- 推断断裂。

Fig. 18 Sketch map of the inferred lithosphere section in Fujian Province

—— fault; ---- inferred fault.

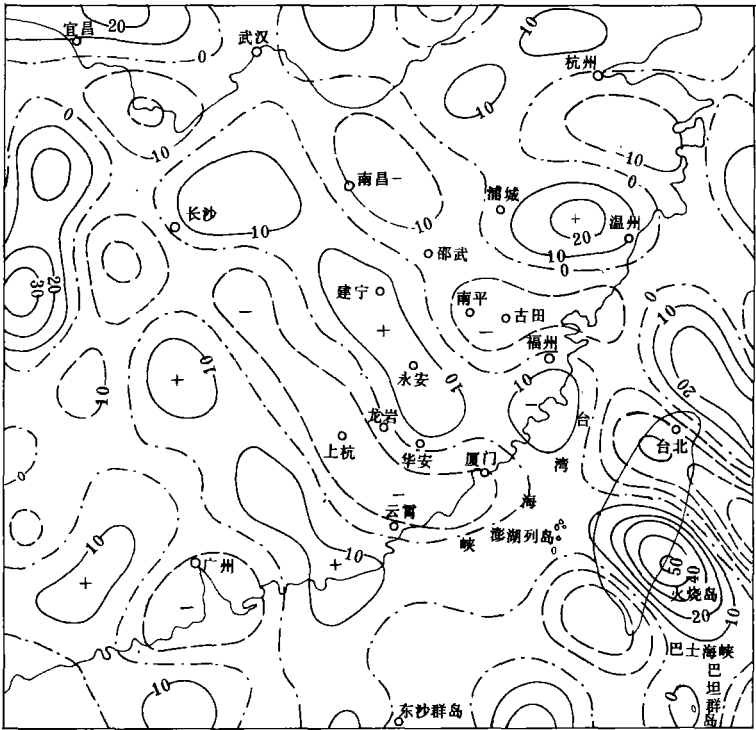


图 19 福建省及邻区卫星重力图 (据周国藩等)

Fig. 19 Diagram showing the gravity anomaly of Fujian Province and its neighbouring regions from the satellite image

的兴衰史，我们认为形成该残迹的俯冲活动基本停止的时代是中生代末期。

(2) 板块俯冲演化特征的分析

福建沿海中生代古板块俯冲演化模式如图 20 所示。它是一个有别于安第斯型的陆缘弧沟系，我们将其暂称为“戴云山型陆缘”。

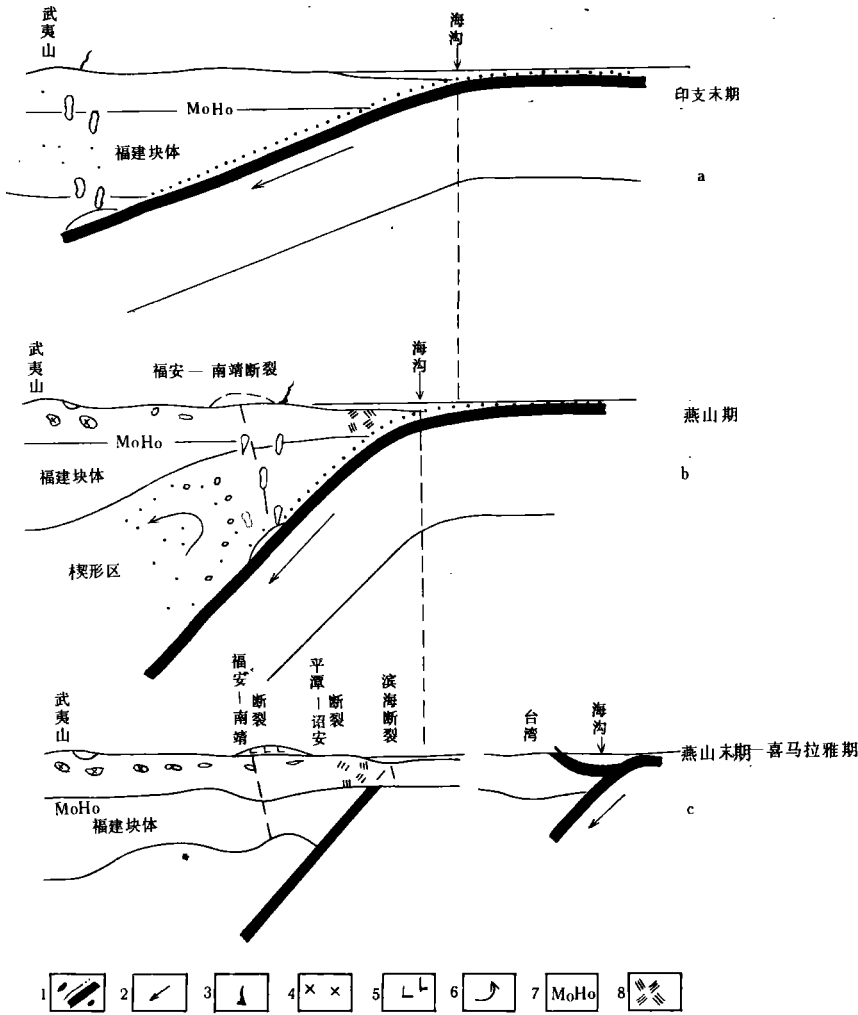


图 20 中生代福建沿海板块俯冲模式示意图

1—洋壳、洋底沉积物岩浆源地及上升岩浆；2—古板块俯冲方向；3—火山前峰；4—侵入岩；5—火山岩；6—楔形区次生地幔涡流；7—莫霍面；8—高温低压变质带。

Fig. 20 Sketch map of the Mesozoic plate-subduction model in the coast area of Fujian Province

1—magmatic source of ocean-crustal and ocean-floor sediment/ascending magma; 2—subductional direction of the paleoplates; 3—volcanic front; 4—intrusive rock; 5—volcanic rock; 6—second mantle turbulence in the wedge-shaped region; 7—Moho discontinuity; 8—high-temperature and lower pressure metamorphic belt.

该俯冲带可能形成于印支运动后期，俯冲活动造成的挤压抬升，逐步使福建全境由浅海隆升成陆地，古海沟位于福建联合陆块以东的古海峡（类似南海）的洋壳上，长基超基性岩

体代表着早期俯冲活动的洋壳碎片。古海峡洋壳板块俯冲初期倾角较缓,估计小于 20° ,俯冲速率较小。约在晚三叠世,俯冲板片前缘到达福建联合陆块的西部下方,深度达 100 km 以上,在俯冲板片表面生成的岩浆,造成晚三叠世一早侏罗世小规模火山喷发和侵入活动(图 20a)。

随着俯冲继续,进入软流圈的板片长度不断加大,在自重及板块挤压应力作用下,俯冲倾角不断变大,岩浆源地不断东移。俯冲板片上方的空间,由于软流圈物质的涌入和生成岩浆上升形成涡流,成为部分熔融状态的“楔形区”。涡流使数量有限的岩浆趋于分散,较难形成明显的岩浆活动,但带给上覆板片以大量的地幔热流,甚至造成局部地壳物质的重熔而形成 S 型花岗岩,其影响范围可能大大超过俯冲板片所到达的位置。

大约 160 Ma 前,板块俯冲倾角接近 30° ,岩浆源地不再明显东移。此时库拉—太平洋双扩张脊的快速扩张影响到福建沿海,古海峡板块快速俯冲,并伴有强烈的侵蚀作用,古海沟向陆侧迁移,大量岩浆迅速生成,造成了福建东部晚侏罗世大规模的火山侵入活动,同时地幔楔形区涡流大大加剧,福建中西部在部分岩浆和强大的地幔热流作用下,出现了较大规模的中、上部地壳重熔岩浆的侵入活动,局部形成火山喷发(图 20b)。

大约 140 Ma 前,板块俯冲速度明显减慢,俯冲倾角又略增大,不再有明显的俯冲侵蚀作用。俯冲速度降低导致岩浆生成量的下降和楔形区涡流的减弱,火山活动规模减小,已升入壳内尚未喷出地表的岩浆,冷凝成大量 I 型花岗岩。

约 95 Ma 前,位于古海峡洋壳东缘的台湾微陆块,由于板块俯冲的拖带与福建陆块发生碰撞。古海峡海盆关闭后,两板块前缘继续逆冲,产生高温低压变质的中、下地壳,同时产生构造混杂,并抬升出露于地表。此后,由于台湾以东洋壳上燕山期末—喜马拉雅期俯冲带的形成(图 20c),福建沿海俯冲带的活动趋于停止,台湾海峡出现微弱拉张断陷而成为浅表海,承受了巨厚新生界沉积,中生代古俯冲带的真实面貌被掩盖。

3.5 板块俯冲对福建的影响

由于新生代以来,菲律宾海板块与中国大陆的聚敛和南海扩张的影响相对微弱,福建未直接遭受强烈的构造运动,中生代俯冲事件的影响仍清晰可辨。

3.5.1 对软流圈形态的影响

由于古俯冲板片插入福建联合陆块之下,而在福建东部形成双层岩石圈结构,该板片至今仍未完全消融,从而造成福建东部软流圈的深凹陷。从该部位已不存在深源地震的特征看,上地幔内残存板片已不再活动。

永安附近的软流圈隆起可能与地幔楔形区的降温速度差异有关,据地震波推测现代日本岛弧下边的地幔最上部可能局部熔融,即日本岛弧的岩石圈与它的地壳同样薄^①。在古海峡洋壳俯冲活动高峰期,在它的地幔楔形区同样也可能全为局部熔融物质所充填。板块俯冲停止后,岩浆源枯竭,楔形区涡流逐渐减小以至最后消失,楔顶部分难以再得到热流补充,且热容较小,其上、下均属“冷”块,必然降温较快。鉴于板块俯冲倾角较陡,永安附近楔形区厚度虽已大增,此刻还能得到地幔热流的补充,它的降温速度必然较慢。这一差异使地幔固相线的下移出现弯曲,最终形成软流圈的隆起。

① 上田诚边,1983,俯冲带——事实概念和推测,王振民译,福建地质科技情报,第 1 期。

原俯冲带岩浆源地由于尚有残留易熔组分,使其在温度并不明显高于周围已固结地幔的情况下仍处于局部熔融状态。永春—南靖下方软流圈狭窄隆起应成因于此。南靖—华安部位 MT 高导区隆起幅度最大,它位于岩浆源带与北西向的九龙江断裂带交汇部位,推测该断裂带是俯冲板片断裂构造的继承性发展,由于俯冲板片的断裂带处具有更多的水分等易熔物质,岩浆量增多,岩浆源地的范围将明显大于其它部位,因而其残迹亦特别明显。

福州局部隆起的成因应与南靖—华安隆起类似,仅因野外工作的观测部位不在主要岩浆源地上方,因而形态表现不同。

3.5.2 对莫霍面形态的影响

(1) 闽东沿海地幔陡坡带

由于该地段邻近古海沟,陆侧板片的相对仰冲,造成陆壳块段抬升而遭受强烈剥蚀,宁化—泉州 MT 剖面(图 21)反映沿海一带壳内高层向海峡方向逐渐减薄就是一个证据,它使得陆壳向海沟逐渐减薄形成地幔坡。

(2) 闽中地幔拗陷带

现有成果表明:拗陷带东深西浅,华安、闽清、古田等最深部位紧靠福安—南靖断裂,呈北东向展布。推测造成这种特征的原因与大规模的岩浆活动有关。

福安—南靖断裂带附近是中生代岩浆活动的中心,火山侵入活动最为强烈,地壳的加积(重)程度最大,从而引起最大程度的均衡沉降,而向两侧岩浆活动强度逐渐减弱,引起的均衡沉降幅度渐减。因此,在福安—南靖断裂带以西的莫霍面拗陷呈现东深西浅趋势。断裂以东如前所述,则因俯冲抬升更为强烈而呈地幔坡,福安—南靖断裂带东侧的地壳高层比西侧突然减薄(图 21)也说明了这一点。

(3) 莫霍面与软流圈顶面形态的相关性

从福建省莫霍面与软流圈顶面的特征分析,两者间存在同起伏和镜象两种不同的相关关系,它们反映了不同的地质成因。

同起伏的关系如:闽东沿海地幔陡坡带与软流圈的深凹陷之间、永安附近的莫霍面微隆与软流圈隆起之间;镜象关系主要表现在闽中地幔拗陷带及该凹陷最深部位(华安幔凹),位于地幔岩浆源地的隆起上。后者出现在幔源(含俯冲板片表面)物质大量上侵、地壳增厚地段,前者则出现在幔源物质上侵作用较弱或抬升使地壳遭受剥蚀减薄的地段。因此呈“镜象”关系的部位对寻找大型内生矿床应具有特殊的意义。

根据这种认识,推测古田幔凹之下亦应存在软流圈的局部隆起。

3.5.3 对岩浆活动的控制

《福建省区域地质志》及许多地质学家的研究均认为,中生代岩浆岩的形成与板块的俯冲活动有关。上面提出的“戴云山型陆缘”俯冲模式,则可较好地解释其成因、展布及岩浆演化特征。现将我省中生代三个岩浆活动时期的特征简单解释如下:

晚三叠世—早侏罗世

板块俯冲活动初期,区域应力由张性转化为压性,应力不大,无侵蚀作用,幔源岩浆基性程度较高,而楔形区尚未形成,仅有少量壳内岩浆参加活动,因此岩浆为拉斑玄武岩系列。由于俯冲速率较小,所以岩浆活动规模不大;又由于俯冲倾角小,因此岩浆活动带距俯冲带较远,即位于福建中西部。

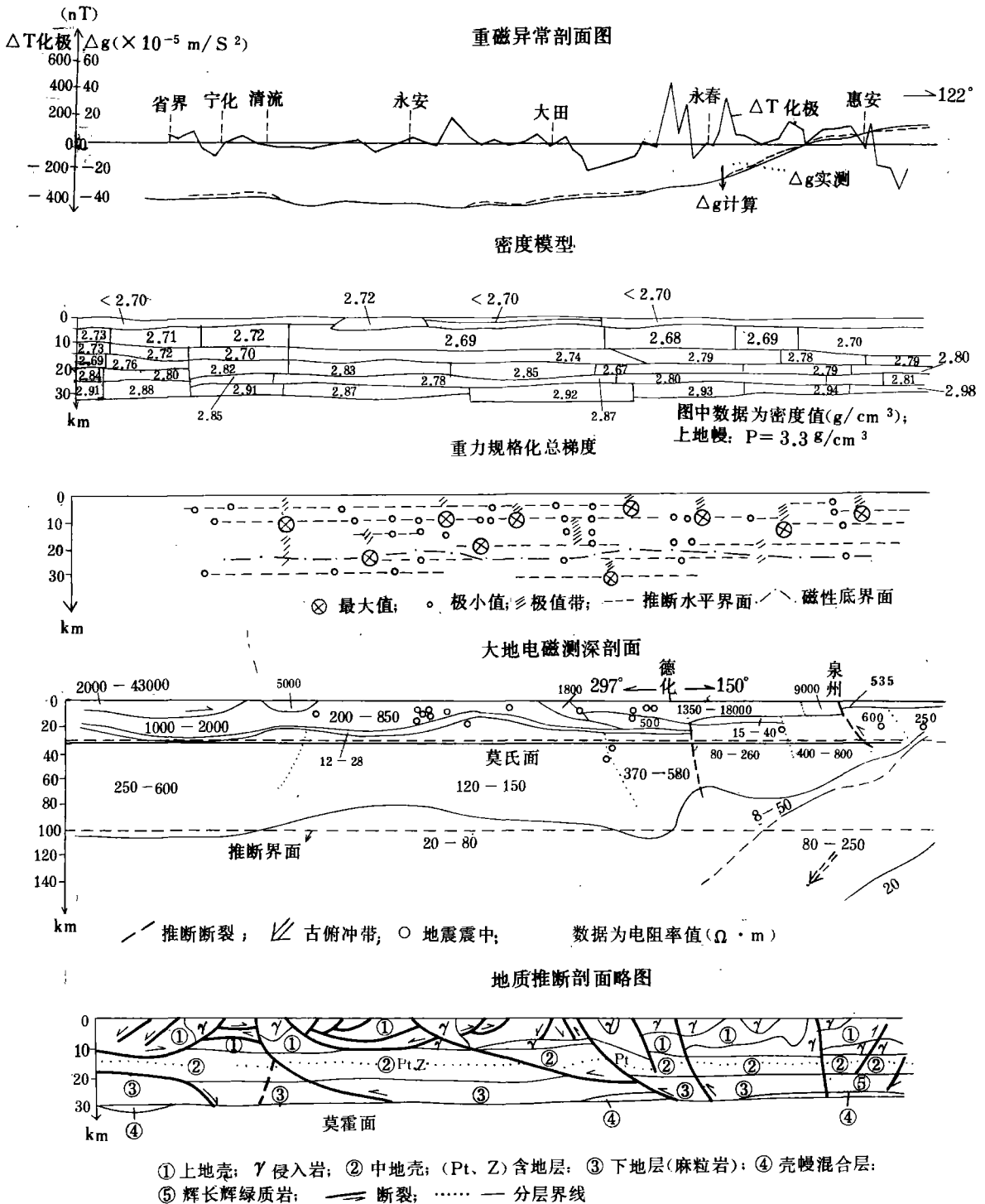


图 21 宁化—惠安地壳综合推断剖面图

Fig. 21 Synthetic inferred section of the crust in the Ninghua-Huian area

晚侏罗世

中侏罗世板块俯冲倾角变化较大,由缓变陡,楔形区逐渐形成,地壳开始升温,为晚侏罗世大量壳内岩浆的生成提供了地幔热的条件。由于幔源逐步东移,岩浆较分散,壳内岩浆尚未大量形成,因此岩浆活动零星。

晚侏罗世板块俯冲迅速,伴有强烈侵蚀作用,区域压应力明显增大,壳内岩浆受构造应力和幔源热流双重作用,出现了规模巨大的以酸性为主的岩浆活动。由于幔源岩浆主要集中在特定的部位(相当板块俯冲至 100—150 km 深部),它的大量生成控制了福建东部火山喷发带的展布,西部因不在主要幔源上方,火山活动则明显减弱,而以壳源为主的岩浆未能形成大面积火山喷发,造成了以一定规模的 S 型花岗岩为主的侵入活动。

侵蚀作用使俯冲带向陆侧迁移,而俯冲倾角的增大使幔源向洋侧的迁移幅度更大,因而岩浆活动带总体上仍呈现东移。

早白垩世

这一时期板块俯冲速率降低,区域应力由压向张转变,侵蚀作用消失,导致岩浆活动规模明显降低。俯冲速度降低使楔形区活动减弱,上覆地壳得到的地幔热随着降低,再加上应力减小,本岩浆活动期,壳内岩浆的生成量逐步下降,幔源岩浆的硅质含量因侵蚀作用的减弱和压应力的减小而下降,其结果是早白垩世火山岩的幔源组分含量略高于晚侏罗世,燕山晚期的侵入活动则以 I 型花岗岩类为主。

本期板块俯冲倾角又大于晚侏罗世,使得岩浆活动前锋进一步东移到福建东部。

以上认识与《福建省区域地质志》等文献中的有关研究结论基本一致^{[12][9]}。诸如对岩浆岩 K_2O 含量特征、火山岩高钾钙碱质亚系列的岩石组合特点、火山岩和侵入岩的同源性以及岩浆的幔源物质含量在地域和时间上的分布规律等方面都能得到较好的解释。板块理论认为弧沟体系是同一地质事件的整体,(火山)弧沟(俯冲带)间隙决定于俯冲倾角。据岩浆生成模式假设火山带始于板块俯冲至 100 km 深处,从几何学上分析,若俯冲倾角为 15° — 30° ,则中生代俯冲带应距现今福建海岸约 200—100 km,即在台湾海峡中,与物探推断结果基本相符。近年有关文献认为,台湾与东南沿海间存在着显著的地质差别^[10],而福建东南沿海所出露变质岩的变质作用发生在埋深 12 km 以上的结论^① 亦为台湾海峡存在中生代古俯冲带提供了佐证。

3.5.4 对大地热流分布特征的影响

福建省的大地热流分布的宏观特征与软流圈的形态特征基本对应,反映出古俯冲事件遗迹的影响。

大地热流值正异常以漳州地区和福州地区幅值最高。它们位于地幔楔形区隆起幅度最大的部位,并且由于北西向张性断裂构造带的存在,为其提供了深部热流的良好通道,因此出现了较强而且范围甚大的异常,形成了福建省最重要的地热田。

德化附近出现幅度值较低的正异常,它位于火山岩带之中,即原幔源岩浆源地上方,是幔源地和岩浆通道之间形成的“热帘”遗迹,即福安—南靖断裂带在一定程度上起着热流通道的的作用,它是寻找新的地热田的有利地区。

① 王振民、黄辉,1991,福建沿海澳角群概论。

福建东部沿海由于存在双层岩石圈,使软流圈存在深凹陷,出现了明显低于全球平均热流值的“负”异常。福建西部基本上属热流值正常区,该地带温泉成因是正常地热增温。

3.6 关于“90式”地壳综合断面模型的建立和推覆构造的探讨

在我省煤田早期勘探中,就发现了普遍发育的缓断层或逆掩平推构造;近年来随着区域地质调查的深入和研究程度的提高,推覆构造已引起省内地质工作者的关注,并获得了一些成果。关玉祥等人对沙县—永安以西聚煤区勘探资料进行进一步研究后,指出了推覆构造的存在,并被永安洪田的科研钻孔所证实^①。与此同时,我省深部地球物理成果也反映了在地壳内,同样存在大型物理(性)界面——构造滑动面。由此推测,我省地壳内存在大型推覆构造是可能的。

建立有代表性的综合地壳推断断面,是把对地壳各层及构造、岩性空间变化等的认识统一起来的具立体意义的直接表达方式。1986—1988年通过我省的“区带剖面”为我省提供了一条完整的地质大断面。“区带剖面”的福建(台湾)段,由曹宝庭等人根据总项目的要求,运用地体构造概念进行了研究和划分,并提出了福建—台湾段的地壳综合断面推断模式,我们称之为“88式”地壳综合断面模型。该断面通过本课题的再研究,将各物探方法和地质上的最终解释成果相互补充,以宏观的面貌概括之(图21)。因断面横跨全省,具有一定的代表性,它既是对我省区域性深部构造的认识,同时也显示出我省地壳构造运动的方式及动力作用的方向。该断面所表达的是地史上历次地壳运动的现今状态的一种模式,我们称之为“90式”地壳综合断面模型。该模型是“区带剖面”解释的继承和发展。

研究结果表明,我省主要存在与古板块俯冲事件有关的四个大型推覆构造,它们是:东部滨海逆冲构造、阳山推覆构造、永安推覆构造及宁化推覆构造。这四个大型推覆构造及其形成有关的派生构造组成了我省基本的构造类型之一。

东部滨海逆冲构造

位于平潭—诏安断裂带与滨海断裂带之间。因东部古海峡板块的向西北俯冲,作为力偶作用,其上覆板片必然向东南仰冲上拱,使下古生代地层或更深层位的岩性出露地表,由于俯冲海沟陆侧坡增生混杂体的存在,造成了沿海出露的变质岩所跨时代甚宽,从侏罗纪到晚元古代。

MT资料反映壳内电性层(主要是中、上地壳)为不同中、高阻层,呈垂直接触并向东南逐级抬升,同时逐次变薄(可能与遭受剥蚀有关)。它说明该处地壳曾发生过阶梯状断裂。

根据爆破地震资料计算的模型密度,中地壳上部及下地壳密度增大,也反映了下部层位上拱,而地幔物质的上侵产生了壳幔混熔层。

阳山推覆构造

在“区带剖面”福建(台湾)段研究报告中^①,把德化阳山一带划分为“阳山地体”。该区域晚元古代地层被推覆直接出露地表。阳山铁矿区附近存在倾向南东的复式倒转向斜,由于沿褶皱轴发育了缓断层,使倒转向斜的一翼向西北推覆,遭受剥蚀。纵观该区域所有出露地层,呈向西凸的弧形展布于地表。

大地电磁测深资料显示,它是一个与周围电性具有截然差异的特殊块体,其电阻率为

① 曹宝庭等,1988,阿尔泰—台湾剖面福建(台湾)段区带综合研究报告。

7 000—18 000 $\Omega \cdot m$, 形状呈向东歪的非对称倒三角形, 四周是电阻率为 200—500 $\Omega \cdot m$ 的中低阻区, 其底部有高导薄层, 与地震资料的低速层相吻合。从本省地层电性特征看, 麻源群—震旦系为 $n \times 1\,000 \Omega \cdot m$ 的高阻层, 寒武系—三叠系电阻率则主要为 200—500 $\Omega \cdot m$ 的中低阻层。因此, 从 MT 资料出发, 把阳山地区存在的上述电性层序的倒置, 解释为存在大型推覆构造的标志, 底部的高导(低速)薄层及高阻与中低阻的电性分界面, 推测为向南东倾的破碎滑动面(具韧性剪切带性质), 即福安—南靖、汤川—潘田两条断裂带, 老地层从东南向西北逆冲推覆于新地层之上; 大田—阳山之间地震资料计算的密度模型存在东倾的密度界面, 界面两侧的中地壳密度值相差较大; 航磁资料计算的磁性界面偏浅, 说明下地壳温度较高。重力规格化总梯度计算资料表明, 该段地壳内有极值带集中分布, 反映了复杂构造的特点。该段的地震测深资料证明, 地壳中、下部直到莫霍面存在较宽的向南东倾的有一定断差的不连续波速界面。上述地球物理特征, 充分说明阳山推覆构造的存在, 而且推覆体两侧具韧性剪切带性质的逆冲断裂深达莫霍面以下, 这与“区带剖面”的报告中称为逆冲地壳楔相当。

永安推覆构造

在清流以东、大田以西的区域内, 煤田勘探已经证实推覆构造是普遍存在的。关玉祥等人进行了专门的研究^[13], 而且肯定地指出推覆方向自西北向东南, 可惜研究的深度仅在地表以下 2 km 之内。但大地电磁测深成果显示, 在地壳内, 连续发育一个低缓起伏的高导薄层, 该薄层在永安—大田之间存在于上地壳底部, 向东南逐渐加深, 在德化附近进入下地壳, 汇于阳山推覆体下的高导层, 有理由认为它是永春附近发育于壳幔间的韧性剪切带, 以低角度向西北向延伸。自永安向西, 高导薄层缓慢变深, 至下地壳上部, 与地震测深的低速层吻合。考虑到该区域下地壳下层波速偏小, 磁性底界面偏浅的特点, 推测它应是松溪—长汀断裂带的深部反映, 且具韧性剪切带的性质。当地壳受到自东南向西北的挤压力时, 推覆体(地壳板片)沿上述两条大型滑动面向西蠕滑。在地壳深层形成的双重逆冲构造, 其构造形迹难于推测, 在顶板由后展式叠瓦逆冲断面相互联结构成的顶板逆冲断层之上, 形成向东南的近地表逆冲推覆构造, 从而构成多个双重复杂推覆构造体系。

宁化推覆构造

MT 资料重新解释结果显示, 宁化以西至江西省境内的上地壳出现与阳山地区相似的高阻层和中低阻层上下相互倒置现象。地震测深成果中, 在中地壳下层发育低速层, 宁化附近的下地壳内存在波速层的间断, 是断裂带的标志, 其两侧莫霍面有落差。在解释这些地球物理资料时, 必然联系到闽西北热流值偏高、区域重力为低幅度正值、航磁呈低缓磁场、地表出露老地层总体呈向东凸的弧形展布及作为“武夷古陆”的活动板块边缘等诸因素, 把该区域上地壳底部的中低阻层推测为向东南逆冲推覆体的滑动面是适合的。

由于上地壳向东南方向的逆冲推覆, 使闽西北出现一系列连续性尚好的北东向断裂, 并把早元古代的高度变质岩推向地表。

位于中地壳下层的地震低速层与 MT 资料的高导层吻合, 而该处下地壳的波速等值线自西北向东南倾斜, 它反映出在“戴云山古板块”的俯冲作用下, 地壳底部必然受向西北的剪切力作用, 产生向西北的逆冲, 以后的板块作用只是继承和发展使之加强。所以在地震测深成果上, 地壳下部反映出低速层、波速层间断密集出现的异常现象。

总之,上述四条大型推覆构造因逆冲方向或向东南或向西北,这就决定了我省相当多的构造线呈北东方向,与北西方向构造融合,组成我省独特的东西分带、南北分块的大地构造格局。

与“区带剖面”近于正交的云霄—安溪湖头地震剖面和德化—宁德地震剖面以及崇安—宁德地震剖面,在空间上构成了我省地壳断面的十字结构,从而给出了可略窥我省地壳结构三维空间变化的立体图(图6)。

4 区域地质构造

前文依据地壳—上地幔圈层结构和深部构造背景资料,以板块构造理论为指导,结合断块学说,着重从断裂构造、环状构造、花岗岩类成因分类等方面论述本课题的研究成果,并在此基础上提出福建省地壳构造演化模式和大地构造单元划分的新方案。

4.1 断裂构造

4.1.1 断裂类型划分与断裂标志

断裂是客观存在的,有一定的地质、地球物理标志,只有根据这些标志才能客观地认识断裂,得出正确的结论。不同的断裂或同一断裂的不同地段其切割深度、切割方式、活动时间等方面可能有所不同,所起的地质作用也有差别。因此,对断裂的研究,不仅要确定其位置,还要对断裂的类型进行划分。断块构造学说根据历史分析法与力学分析法相结合的原则研究断裂,这是一种较全面分析断裂时空演化的方法。

为较详细地研究断裂,必须对存在的断裂进行分类,并依其规模大小和地质意义主次分别论述。划分时参照断块学说对断裂类型的划分原则,结合我省具体情况,提出我省划分断裂类型的地质、地球物理标志及各类断裂可能达到的深度。

岩石圈断裂:主要根据大地电磁测深资料中不同量级视电阻率的界线证明,岩石圈断裂明显切穿整个岩石圈到达软流圈,使岩石圈厚度发生突变。天然地震的层析资料反映了切穿岩石圈的速度变化带,延伸几百公里以上的重磁场梯度带,或者不同类型区域重磁场的截然分界线,且延拓到足够大的高度仍有显示。同时,天然地震的存在,可作为定位辅助标志等。在断裂带附近有超基性岩出露。

地壳断裂:切穿地壳达到莫霍面,在地震剖面中,主要依据莫霍面有明显落差及壳内波速的突然变化或波组的突然消失;地壳深度内大地电磁测深反映存在切穿莫霍面的电性差异,其次重磁场异常为延伸较长的梯度带或者是不同区域重磁场特征的分界线。常有地震、地热等地球物理现象等。在断裂带附近有基性岩分布。断裂控制着两侧的沉积、变质作用,使断裂两侧存在不同的地质特征。

基底断裂:切穿结晶基底或直达上地壳底界,局部进入中地壳,有中酸性岩浆活动,控制浅层沉积盖层,在重磁场上有表现,但一般延伸较短,上延一定高度后消失。

盖层断裂:切穿沉积盖层,一般没有岩浆活动,在地球物理场上表现不明显,遥感图象可能反映较清楚。地层、岩体等地质体被错动作为识别标志。

4.1.2 断裂构造的主要依据

根据重力、航磁、爆破地震、大地电磁测深等地球物理资料,结合地质标志,经综合研究确定了福建省主要的断裂构造展布特征。其中规模较大,对区域构造单元起控制作用的主

要断裂构造列于表 9。

表 9 主要断裂一览表

Table 9 Major fault zones of Fujian Province

断裂类型	断 裂 名 称	走 向
岩石圈断裂	1. 滨海断裂带	北走
	2. 松溪—长汀断裂带	北东—北东东
地壳断裂	1. 平潭—诏安断裂带	北东
	2. 福安—南靖断裂	北东
	3. 建宁—湄洲湾断裂带	北西
	4. 上杭—云霄断裂带	北西
	5. 崇安—宁德断裂带	北西

可以看出，福建省断裂构造发育，其中北东向断裂、北西向断裂规模巨大，是本省主要断裂构造。这些构造控制着不同的区域构造单元，形成了福建省“东西分带、南北分块”的构造格局。下面是断裂描述及主要依据：

岩石圈断裂

①滨海断裂带^[12]（乌丘屿—兄弟屿断裂带）：位于台湾海峡西侧福建滨海地区，沿40—60 m水深线分布，北面经过乌丘屿，南部通过兄弟屿，在台湾海峡范围内呈北东走向，向北进入东海转北北东走向，向南进入南海为北东东走向。在地壳表层由若干条互相平行斜列的逆（或正）断层组成。

根据大地电磁测深的解释成果，认为福建沿海地区的上地幔结构明显不同于西部。软流圈深凹陷，并在软流圈凹陷上发育着向北西陡倾的幔内高导层，倾角约50°。由于古海峡板块向大陆的俯冲，幔内高导层是反映了该向下俯冲的冷板块与大陆板块的古缝合面（图21）。推测此古缝合面继承性发展形成了现代的滨海断裂带。大地电磁测深资料明显反映了该断裂切穿岩石圈到达软流圈，是一条岩石圈断裂。下面一些证据可以说明该断裂在岩石圈内也有显示。

a. 从福建省南部天然地震震中分布图中可以看出，沿海海域有密集的北东向震中分布带，震源深度多在30 km以内。据陈园田报道：在我国辽阔的渤海、黄海、东海、南海，只有1969年在渤海发生7.4级地震，其它海域均无七级以上地震，唯独面积狭小的台湾海峡却发生了7—8级地震三次，5—6 $\frac{1}{4}$ 级地震七次，而且这些地震都集中在海峡西侧海域，海峡东侧海域则没有强烈地震发生^①。近年海上石油地震剖面，在相应位置发现错断晚第三纪—第四纪的张性断裂^[12]，它是滨海断裂延续到地表而今还有活动的佐证。

① 陈园田，1991，板块构造与台湾海峡地震，福建省地质学会1990年学术年会论文摘要。

b. 101—180 阶卫重资料 (图 19), 反映深度大致相当 30—60 km, 以滨海断裂为界, 两侧卫重异常存在明显差异, 异常似被截断, 且各自封闭, 其走向、形态等特征都不能相对比。在区重异常上反映也很明显, 断裂西侧, 在沿海为北东向大型重力梯级带, 以东海峡地区则为宽缓异常区。根据莫霍面深度资料, 断裂两侧存在 2 km 以上的断差。

c. 在卫星影象上从平潭—南澳岛、南彭列岛海域附近, 大致沿着 30—50 m 等深线, 线性形迹清晰, 东部色调较深, 西部色调较浅, 反映出该带有一突变的界面。在东山岛外的兄弟屿有北东向展布的断层崖, 在牛山岛—乌丘屿、厦门港—岱嵩湾及兄弟屿—南彭列岛三个地段, 地形破碎复杂, 为北东向与北西向两组断裂交切的破碎带。该断裂带自中生代以来控制着两侧地层和古地理环境, 并且是近代中粗碎屑沉积物的分界线, 在地貌上又是滨海岛链带与水下坡带的分界线。

②松溪—长汀断裂带: 北起松溪, 经南平东侧与沙县—明溪东西向断裂复合, 南抵长汀并继续延入广东, 向北延入浙江。在省内为北东走向, 倾向以北西为主, 局部地段转向南东, 浅部产状陡立, 深部变缓, 长达 360 km 以上。

上文已提到, 闽西、闽中岩石圈电阻率存在前者大于后者的差异, 闽中软流圈顶面上隆, 松溪—长汀断裂带即处在两个不同电性层的接触界面及软流圈上隆的陡变带上, 因此推测这个接触界面及上隆陡变带就是原来古俯冲带的位置, 只是由于该断裂经历了漫长地质年代, 几经沿革以致差异已“淡化”, 仅保留部分残迹而已。但是当断裂向上延入地壳, 地震资料反映的壳断裂依据是十分充分的。除此外尚有其它证据:

a. 崇安—宁德的综合剖面在政和慈口处存在莫霍面断差, 使东西两侧的地壳厚度差别达 3 km。

b. 宁化—惠安剖面的重力规格化总梯度在清流东侧出现 G'' 极大值带, 极大值深度达 10 km, 说明该断裂通过清流东侧, 并且有一定的切割深度。

c. 断裂两侧的重磁特征也有明显不同: 西侧重力异常值高, 航磁异常宽缓; 东侧重力异常值低, 航磁异常较为杂乱。重磁异常轴向主要为北东向, 如松溪到南平航磁异常为北东走向, 上延 20 km 后仍保持北东走向。明溪—长汀段重力剩余布格异常呈串珠状, 北东走向, 而在沙县—明溪段航磁异常显示为东西向。

d. 该断裂控制着岩浆活动、变质作用和沉积作用。该断裂以西地表以加里东构造层为主, 以东主要为印支构造层和燕山构造层。该带岩浆活动强烈, 沿带有华力西—印支期的大康基性岩体、围埔片麻状黑云母二长花岗岩体以及燕山期花岗岩广泛分布, 明溪地区出露第三纪含地幔包体的玄武岩等。该区地幔包体(石榴子石二辉橄榄岩)平衡结晶条件: 温度为 1 257℃, 压力为 4 460 MPa, 形成深度 147 km。这反映了该地区之下的上地幔具有大洋地温特点, 有较强的活动性^[13]。

地壳断裂

①平潭—诏安断裂带: 由平潭西侧经厦门、东山延伸到诏安南侧, 其中在莆田、泉州、漳浦被错动。断裂走向北东, 总体倾向北西, 产状陡立, 在福建境内长达 350 km, 并以北北东和南西西方向分别向南北延伸。

a. 在大地电磁测深资料中, 泉州附近两侧的电性层结构有明显差异: 东侧中阻层厚 3 km; 西侧高阻层厚 5 km。高导层反映的断裂切穿下面的高阻层, 切割深度超过莫霍面, 局部地段

可能达到软流圈顶面。

b. 在宁化—惠安的综合剖面上, 该断裂东侧上地壳比西侧上地壳厚 1—3 km, 中、下地壳东侧明显减薄。

c. 两条横切该断裂的北西向剖面: 宁化—惠安剖面 and 上杭—南靖剖面, 其重力规格化总梯度计算结果表明, 该断裂分别位于惠安和漳浦东侧, G'' 极大值点在 10 km 左右, 说明该断裂有一定的切割深度。

d. 该断裂两侧发生的浅源地震, 表现为西北弱东南强, 西北浅东南深, 并有温泉存在。

e. 该断裂控制着岩浆、沉积及变质作用。在该断裂带东侧出露有断续分布的基性岩体。综合重磁资料推断在该断裂带旁侧存在隐伏的基性岩带。断裂带西侧出现低绿片岩变质相, 东侧分布有低角闪岩相变质相带、片岩、变粒岩和混合花岗岩。

②福安—南靖断裂带: 由福安经闽清、德化到南靖, 北入浙江, 南达广东, 在省内长约 400 km, 局部地段被北西向断裂错断, 走向北东, 倾向浅部向西、深部转向东倾, 产状较陡。

a. 该断裂是布格重力异常不同特征的分界线, 东侧是重力梯级带, 西侧为低缓异常区。莫霍面深度图上也反映了它也是深部构造的分区界线 (图 12)。

b. 宁化—惠安综合剖面反映了莫霍面存在明显落差, 在永春附近存在上地幔上涌。永春东西两侧电性层结构不一样, 西侧中、高阻层厚度大于 20 km, 东侧高阻层厚度仅 10 km。

c. 横切该断裂的四条重力剖面的规格化总梯度计算结果显示, 该断裂分别通过宁德以西 15 km、雪峰以东 12 km、永春及南靖附近。 G'' 极大值点有 10 km、20 km 等深度, 表明该断裂切割深度较大。

d. 南靖附近的重力异常轴向和闽清一带的航磁异常轴向均呈北东走向, 而且上延 20 km 去掉表层的一些杂乱小异常后, 北东向航磁异常轴向更加清楚。

e. 该断裂带上地震、温泉发育。

f. 断裂带上岩浆活动强烈, 火山口、裂隙状火山机构沿北东向分布, 燕山晚期同熔型、分异型花岗岩类主要分布在该断裂带上或以东地区。在闽清、五更寮、雪尾尖等地出露第三纪玄武岩、橄榄玄武岩。闽清附近的橄榄玄武岩中夹有地幔深源包体 (石榴子石二辉橄榄岩), 其平衡结晶条件: 温度为 1 416℃, 压力为 4 120 MPa, 形成深度 136 km^[13]。

综上所述, 该断裂带局部地段已具有岩石圈断裂性质。

③建宁—湄洲湾断裂带: 东起湄洲湾, 从北西方向经三明延伸到建宁, 向西延入江西, 向东进入台湾海峡, 在福建境内长达 300 km。断裂带由莆田、仙游、惠安等几条北西向断裂组成, 东端宽达 60 km, 西端宽仅 10 km, 呈现东宽西窄的喇叭状。总体倾向北东, 产状陡立, 是一条规模宏大、发育时间长的断裂带。它把本省地质构造分为南北两块, 造成“南北分块”的格局。

a. 从 101—108 阶卫重图上可以看出, 省内北西向异常十分明显^[14], 尤其是建宁—永宁—泉州一带更为突出。在区重图上, 东部沿海巨大的北东向重力梯级带在莆田一带明显被扭曲。西部航磁异常轴向有北西向显示, 上延 20 km 后有更明显的反映。莫霍面则反映为北西向的变异带。

b. 德化—宁德地震剖面中, 在嵩口下方下地壳波速为 7.2 km/s, 而南北两侧明显减小, 其北侧小至 6.5 km/s, 莫霍面自此向北有较大的落差并逐渐变深。

c. 福州—泉州—汕头地区的地震剖面^[15]表明,该断裂带内的“湄洲湾断裂”及“晋江断裂”,在莫霍面错断分别为 3 km 和 5 km。

d. 横切该断裂的两条布格重力异常剖面的重力规格化总梯度计算结果(图 22),在三明以南、德化以北均存在 G^H 极大值点,深度可达 10—15 km,表明该断裂有一定的切割深度。

e. 该断裂带控制着岩浆活动、沉积作用。据省区测队研究结果^①,以莆田—石牛山隐伏断裂为界,福建省白垩纪岩浆可分为南北两个一级岩浆单元(相当于岩基段),北段属偏碱性的钙碱岩系,南段属偏钙性的钙碱岩系。

④上杭—云霄断裂带:位于上杭、永定、平和、东山一带,北西走向,省内长约 200 km,宽 20 km 左右。该断裂带由几条断裂组成,总体倾向东北,与广东境内的北西向断裂组成一个规模巨大的断裂带,北西方向进入江西,南东方向延入海域。

a. 重磁异常均呈北西走向,从卫重、区重、航磁资料中可发现,该断裂是西南与东北两块区域重磁场的明显分界线。莫霍面深度图上它反映为北西向变异带。

b. 云霄—安溪湖头的综合剖面显示出云霄南北两侧地壳结构的差异,北面上地壳较厚,中、下地壳较薄,南侧则相反。

c. 横切该断裂带的上杭—松溪剖面、云霄—安溪湖头剖面的重力规格化总梯度计算结果,在上杭存在着 G^H 极小值带,在云霄两侧存在着两组 G^H 极大值带,这说明该断裂带由二组以上断裂组成。

d. 断裂带控制着酸性、中酸性岩浆活动,岩体及破火山口、火山盆地等呈北西向展布。

⑤崇安—宁德断裂带:经崇安、松溪、政和到宁德、罗源,长约 250 km,西部窄,东部宽,由一组北西向断裂组成断裂带,西北端继续延入江西,东南方向延入海域。

a. 重力、航磁异常呈北西走向。航磁上延 20 km 后北西向异常带更加清晰可见。该带是莫霍面变异带,两侧莫霍面存在较大落差(大于 3 km)。

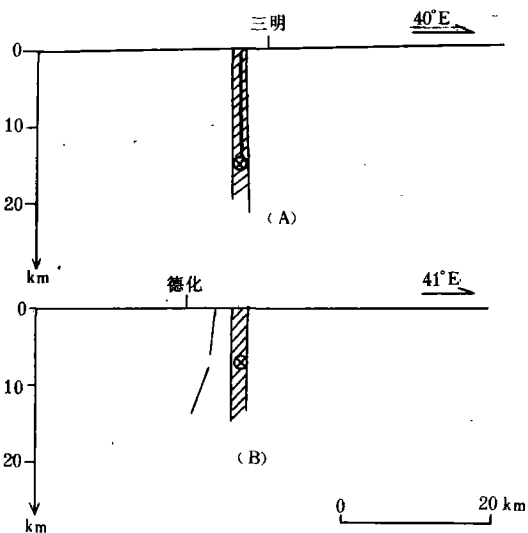


图 22 建宁—湄洲湾断裂带通过的重力规格化总梯度解释剖面图

A—取自上杭—松溪 G^H 剖面永安—沙县段; B—取自德化—宁德 G^H 剖面德化段; 粗实线(虚线)为推断的构造; ⊗— G^H 极大值; ▨—极大值带。

Fig. 22 Interpretation section of the Jianning-Meizhouwan fault zone by the standardized gravity gradient

A—Yongan-Shaxian segment in the Shanghang-Songxi G^H section; B—Dehua Segment in the Dehua-Ningde G^H section; thick line for the inferred fault; ⊗—maximum value for the G^H section; ▨—belt of maximum values.

① 福建省地质矿产局地科处, 1989, 福建省区域地质矿产调查主要成果(1979—1988)简介, 福建地质科技情报, 第 3 期。

b. 燕山早期侵入岩、白垩纪火山盆地均受该断裂控制而呈北西走向。

基底断裂

、政和—大埔断裂：北起政和，经尤溪到永定，与北东向、北北东向断裂复合，呈锯齿状，总长达 350 km，总体呈北北东走向。

航磁原平面化极、上延 5 km 异常轴向以北北东、北东互相交替呈锯齿状。上延 20 km 后，有些异常消失，说明该断裂可能切割深度不一，一般深度不大。

该断裂在永定、漳平一带重磁标志不明显，在遥感图上线性特征明显。该断裂东部中生代火山岩与西部的加里东—印支构造层呈锯齿状接触。其余的一些断裂，其主要特征列于表 10。

表 10 一般断裂特征表

Table 10 Characteristics of the faulted structures in Fujian Province

序号	断裂名称	断裂位置	断裂特征
1	闽江断裂	东起福州闽江口，向北西延伸到古田以北，全长约 120 km	①重力等值线呈北西向扭曲，航磁北西向带状异常发育 ②大地电磁测深明显表明软流圈顶面局部隆起 ③断裂上 I 型花岗闪长岩、闪长岩断续分布；该断裂切割深度较大 属地壳断裂
2	九龙江断裂	东起同安，向北西延伸经华安到漳平南侧，全长约 120 km	①东部重力梯度带被错动；磁异常轴呈北西向分布 ②爆破地震成果表明切穿莫霍面 ③大地电磁测深明显表明软流圈顶面局部隆起 属地壳断裂
3	罗源—福清断裂	北起罗源，南到福清以南，呈南北走向，长约 150 km	①负剩余重力异常呈南北分布 ②上延 20 km 后区域磁场南北向等值线平直段清晰 ③控制了 I 型花岗岩分布 属地壳断裂
4	汤川—潘田断裂	北自尤溪汤川南至安溪潘田，全长约 100 km，呈北北东—北东走向	①区域重磁场为北东向负异常带，中部与北西向异常相复合 ②在莫霍面拗陷带内，中部与北西向变异带相复合 ③有“区带剖面”通过，断裂及深部物探特征等详见本文 3.6 节 属地壳断裂

续表 10

序号	断裂名称	断裂位置	断裂特征
5	松溪—古田断裂	从松溪向南延伸经古田东并向南继续延伸，断裂带较宽，并由断续的几条平行断裂组成，长达 200 km	①区域重磁场呈南北走向（包括局部异常轴向及区域场边部等值线） ②莫霍面等深线（古田幔凹边界）具有南北向线状边界 ③控制燕山早期侵入岩体及燕山晚期火山岩分布 属地壳断裂
6	吴屯—李坊断裂	北起浦城境内，经崇安延伸到光泽南，向西到江西南丰，省内长约 150 km，呈北东东走向	①区域重磁场为不同特区的分界线；以断裂为界，西北侧为低重、高磁异常区；东南侧为高重、低磁异常区 ②莫霍面凹陷（三港幔凹）的南部边界 ③控制着晚侏罗世火山喷发，北西盘大片出露有晚侏罗世火山岩，南东盘较少 属基底断裂，局部切穿地壳
7	永安—上杭断裂	北起永安东侧南到上杭，呈北东走向，断裂长 140 km 左右	①北东走向的航磁异常带，上延 20 km 后仍较稳定存在 ②卫片上线性影象清晰 ③沿断裂带酸性、中酸性（I 型）及复式岩体发育 属基底断裂，局部切穿地壳
8	建阳—顺昌断裂	北起建阳东侧，南抵顺昌，呈北东走向，断裂长 75 km 左右	①北东向航磁异常，上延 5 km 后仍较稳定存在 ②卫片上有清晰线性影象，推测有隐伏岩体呈北东向分布 属基底断裂
9	寿宁—霞浦断裂	位于寿宁—霞浦一带，向西延入浙江，向东延入海域，北西走向，长约 110 km	①北西向延伸的航磁异常带，异常高值达 300—500 nT，伴有正剩余重力异常 ②燕山早、晚期中、小规模岩体沿断裂带呈北西向断裂分布，同时也控制着燕山晚期火山沉积 属基底断裂，局部切割较深，有 I 型中酸性岩体侵入

续表 10

序号	断裂名称	断裂位置	断裂特征
10	姑田—灌口断裂	西起姑田, 东到灌口, 北西走向, 长约 170 km	航磁异常呈北西走向, 上延 5 km 后仍较稳定存在 属基底断裂
11	仙游—漳平断裂	位于仙游—漳平一带, 东西向延伸, 长达 200 km 左右	①航磁呈东西走向 (包括串珠状异常及区域异常的东西平直段) ②该带断续分布着明显的 Cu、Pb、Zn 区化异常 ③加里东期形成一系列轴向东西的倒转褶皱, 晚古生代这一带相对隆起; 印支运动时发生断陷, 控制上三叠统和下侏罗统的沉积; 燕山晚期中酸性、酸性岩浆上侵, 形成五里街、蓬壶花岗闪长岩体和仙游石英闪长岩组成的东西走向岩体 属基底断裂, 局部可能切穿地壳
12	邵武—建阳断裂	位于邵武—建阳一带, 东西走向, 长约 100 km	①东西走向的剩余重力异常带 ②两侧有东西走向的隐伏岩体存在 ③断裂带上的罗古岩花岗岩体呈东西走向 属基底断裂
13	邵武—将乐断裂	将乐以东至邵武一线, 南北走向, 长约 80 km	①有一定宽度的南北走向重力布格异常带 ②控制着晚古生代至燕山早期的构造层, 有燕山早期的岩浆侵入 属基底断裂

4.2 环状构造

前人对省内的环状构造已经做过不少研究工作, 本项目将着重讨论在我省东部火山岩地区一些与深部构造有密切关系的环状构造, 探讨其深部构造背景及其与浅部地质特征的关系等问题。我们主要根据磁、重异常和卫片影象, 结合地质、地貌特征进行圈定, 并与人工爆破地震和大地电磁测深等深部物探资料结合起来进行综合分析。圈出东部地区规模较大的环状构造有华安、古田、永泰环, 规模较小的有政和、罗源、云霄环等。另外在西部地区还存在与古老基底隆起有关的环状构造。

华安环：以华安与长泰之间的板里为中心，南抵漳州、龙海一带，西以金山圩、永福岩体为界，北至漳平、仙游一线，东达南安、集美。环半径约 50 km，环内航磁异常杂乱，正负相嵌，宏观上尚可见北东和北西向的线性特征线；环的西、西北边部环带状磁异常及卫片环状影像清晰可见，而环的东南部则以正或负磁异常具有弧形边共同组成了宏观的环形边界。

环内主要出露燕山期火山-岩浆岩类，古—中生界沉积地层呈碎片状分布。综合资料反映环带中多为 I 型花岗岩和中酸性岩体分布。环中心正好位于北东向的福安—南靖断裂带与姑田—灌口断裂的交汇处。沿福安—南靖断裂带及两侧，I 型花岗岩特别发育，而 S 型花岗岩主要分布在华安周围及长泰东部（图 15）。以上特点在地表地质图上反映却不很清楚。

结合大地电磁测深、爆破地震、重力等资料，发现华安软流圈顶面隆起和华安幔凹与华安环的位置大体能相对应。因此，可以认为环的形成和上述深部构造背景应存在成因上的联系。

古田环：以古田为中心，南部以闽清为界，北部接近屏南，西界到南平东，东部截止于福安—南靖断裂。断裂以东环的面貌已不清楚，因此，它是一个不完整的环。环半径约 40 km，西部航磁环带异常清晰，北部则为正或负异常的弧形边组成的环形边界。环内航磁异常杂乱，但北东及近南北向线性特征线尚能分辨。在遥感图象上以古田为中心有放射状线性影像反映。

环内除西侧有震旦系地层出露外，主要分布了南园组火山岩、燕山早期 S 型花岗岩及少量花岗闪长岩、石英闪长岩体。综合资料反映了西部环带中 I 型花岗岩断续分布，环内沿航磁反映的福安—南靖断裂及松溪—古田断裂带也有 I 型花岗岩分布。

古田幔凹中心与古田环位置大体对应。大地电磁测深资料推断的福州软流圈顶面隆起，可能向西北延伸至古田。中科院 L₅ 爆破地震剖面在闽清附近下地壳存在波速异常，反映了有深源物质上侵，因此推测古田环的深部构造条件也和华安环相类似。

永泰环：以永泰附近为中心，半径约 40—60 km，可分为两层。外环：西到戴云山，东到福清、莆田，南到仙游，北到闽清、闽侯一线。它也是一个不完整的环，其西北、西南、东北分别受福安—南靖、建宁—湄洲湾、闽江等断裂的破坏或截止。只有东南部分由航磁断续负异常组成的环带和清晰的卫片弧形影像相互印证，反映了环的存在。内环：以永泰为中心，环较完整，它是具有弧形边的二个航磁异常所组成。

在环的中部及北部主要有石帽山群火山盆地及南园组火山岩分布，花岗岩主要在南部沿外环分布，中部仅有零星出露。综合资料反映了 I 型花岗岩除沿外环分布外，在内环石帽山盆地中也广泛发育，并推测在永泰附近有规模较大的隐伏中酸性岩体赋存（图 15）。

永泰环所处位置距古田环很近，深部物探资料反映它处于地幔坡上及软流圈顶面凹陷急剧变化地段，其深部构造也是较复杂的。

综上所述，东部火山岩地区存在的一些规模较大的环状构造，都处在软流圈顶面隆起或凹陷急剧变化，并有莫霍面凹陷或陡坡与之对应的特殊深部构造部位，都有强烈的火山-岩浆活动。由于岩浆上侵而导致的拱顶，形成了放射状及环状断裂，并对以后的火山-岩浆的喷发侵入活动起着控制作用。环内的深源岩浆——I 型花岗岩和基性岩的分布，显然是受深切断裂所控制。前已推断，上述现象都应归结与古板块的俯冲活动有关。它们是岩浆源地、地幔楔形区的形成和发展并波及到地壳及其上部的结果。由于这些环所在地区的构造岩浆活动十分强烈，有利于深源物质上侵与交流。因此，对地热和矿产资源的形成具有重要意义，同时

也为进一步找矿、找热提供了宝贵信息。

规模较小的政和、罗源、云霄环,航磁表现为不完整的等轴状(近似圆形)正异常(政和环)或以正异常组成的环带,中心为负异常,如罗源、云霄环。上延 20 km 后,政和、罗源环都表现为正异常,云霄环还保留着环带状特征。

环内地表多出露火山岩及岩浆岩,政和环尚见震旦系一下古生界地层,政和、罗源环还有火山机构等。综合资料反映这些环内均有壳断裂通过,有的就处在两组以上深断裂构造交汇处,Ⅰ型花岗岩发育,政和环内还可能有隐伏基性—超基性岩体赋存。爆破地震资料反映了政和环的深部下地壳变厚、 V_p 增大、莫霍面有明显断差等,云霄环深部莫霍面亦有断差。以上情况说明了所列举的规模较小的环也受深部构造控制,它们同样对找矿、找热具有重要意义。

除东部火山岩地区外,在我省西部地区,有关资料还提到了闽北环及永定环(据航磁遥感资料),它们分布在一些古老基底出露区,是由周围断裂、断陷盆地组成的环状构造,区内古老基底对应着地幔隆起区,并具有剩余重力异常高(正)和航磁异常低(负)的特点,这些环显然应属于另外一种类型,由于深部物探资料少,现不作更多的讨论,有待今后进一步研究。

4.3 花岗岩类成因分类的研究及其与构造的关系

我省侵入岩广泛分布,其中花岗岩类(包括花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、石英正长岩等)占侵入岩面积的 97.42%。侵入时代从加里东期至燕山期均有。大部分岩体为多期次,且成因上有着一定联系的单元、超单元组成的复式岩体。

研究花岗岩类成因,不仅涉及地学领域的一些最基础的理论问题,也是研究我省地壳演化历史的一个重要方面,花岗岩类物质来源及形成与地壳、上地幔结构有着密切的关系,各种岩体的产出特征也为研究我省深部构造、寻找与之有关的矿产资源提供了重要信息,我们采用 I、S 型成因分类进行研究,它能较好地反映出岩浆物质来源、产出地质背景,提供成因信息等,并能为寻找与两大系列岩类有关的内生金属矿产提供重要资料。

《福建省区域地质志》将我省花岗岩分为混合岩化型、重熔型、同熔型、分异型等四种,前二种相当于 S 型,后两种相当于 I 型,而 I-S 过渡型则相当于《福建省区域矿产总结》中提到的壳质同熔型。我们利用岩体的岩石化学成分,选择若干岩石化学指标对花岗岩类进行分类判别,同时配合物探资料,充分发挥物探在圈定隐伏、半隐伏岩体的突出作用,以便能更全面地反映花岗岩类的空间分布特征,为深部构造研究和地质找矿服务。

4.3.1 花岗岩类成因分类

—岩石化学方法

我们参考有关文献^①,选择判别花岗岩类成因分类的三个岩石化学指标:

$$A/NKC, \text{即 } Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO);$$

$$K/(K+N), \text{即 } K_2O/(K_2O+Na_2O);$$

$$C/A'CF', \text{即 } CaO/[Al_2O_3-Na_2O-K_2O]+CaO+(FeO+MgO)];$$

^① 袁奎荣、杨心宜,1982,华南花岗岩类中 I-S 型与磁铁矿系列-钛铁矿系列的不固定关系,桂林冶金学院学报,第 3 期。

式中：各氧化物均以其含量的克分子数为单位，判别指标见表 11。

表 11 花岗岩类判别指标
Table 11 Parameters of distinguishing the granitoid

判别指标	S 型(陆壳改造型)	I 型(深源岩浆型)
A/NKC	>1.0	≤1.0
K/(K+N)	>0.47	≤0.47
C/A' CF'	<0.30	≥0.30

利用上述指标对 1：50 万福建省地质图（1985）上的花岗岩类进行判别分类，岩石化学分析资料取自《福建省区域地质志》和《福建省地质图说明书（1977）》及各图幅 1：20 万区调报告。判断的岩体个数达 360 个左右。该结果和《福建省区域地质志》中已判定的（1：100 万福建省侵入岩图，1985）相对比，对大多数岩体两者判断结果能相一致，这就肯定了我们所选择的方法基本上是可用的；而我们这次计算判定的岩体数已大大超过地质志中所判定的，因此它就能更全面的反映出我省不同成因类型花岗岩类的分布特征。由于部分岩体的样品可能因采样位置、数量、蚀变矿化和岩相变化等因素的影响，代表性不强，致使两次判断结果不相一致，这就需要从中分别找原因。但总的来说，我们这次判断的成果已能满足本项目研究的宏观要求。

福建省晶洞花岗岩是一种特殊的岩石，它是非造山带张性环境下幔源碱性岩浆分异产生的残余花岗质流体（Loiselle 和 Wones，1979）快速上升至地壳浅部定位形成的。具超酸、偏碱、贫钙、富钙、富氟、贫水、锶初始值变化大等特点。根据上述岩石化学分类指标判断，晶洞花岗岩属 I 型，K/(K+N) 比值低是其主要特征，说明岩浆物质来源于上地幔或下地壳，因此我们把它划入 I 型花岗岩类。但必须指出，由于晶洞花岗岩岩浆上升定位的过程中不同程度的混染了地壳物质，所以部分岩体计算出来的判别指标变化较大，这就需要结合其它标志才能确定。

福建晶洞花岗岩与澳大利亚 Watergums 的 A 型花岗岩的主要特征相似，岩石化学指标和成因类型判别指标值也基本相同（表 12），除 A/NKC 比值比 A 型花岗岩低外，其它指标与澳大利亚 A 型花岗岩基本一致。

表 12 福建省晶洞花岗岩与澳大利亚 A 型花岗岩对比表
Table 12 Comparison of miarolite from Fujian Province with Australia A-type granite

岩 类 \ 比 值	A/NKC	K/(K+N)	C/A' CF'	$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3}+Fe^{+2}}$
澳大利亚 A 型花岗岩	1.03	0.42	0.26	0.52
福建晶洞花岗岩	1.00	0.43	0.26	0.52

航磁方法

利用航磁资料进行花岗岩类成因分类在国内外已有报道,我们参考了有关资料,对我省花岗岩类用航磁方法进行了成因分类。“航磁方法按磁性大小研究花岗岩类,实际是利用铁在花岗岩所形成的金属氧化物——磁铁矿中具主导特征,以及磁铁矿是整个地壳发展过程中一定历史条件下有规律的产物,作为航磁研究花岗岩成因分类的物质前提”^①。由于不同成因类型物质来源不同,导致了不同成因的花岗岩类含铁磁性矿物的不同,引起复杂多样的磁异常。I型花岗岩类物质来源于上地幔与下地壳的同熔岩浆,含铁磁性矿物多,它相当于石原舜三的磁铁矿系列花岗岩,“华南花岗岩类中I型均具有磁铁矿为主的系列特征”^②。S型花岗岩类为地壳重熔改造形成的,含铁磁性矿物少,它相当于石原舜三的钛铁矿系列花岗岩。在相同的外磁场中,铁磁性矿物较顺磁性矿物磁化强度大数万倍以上,所以岩石铁磁性矿物多少是决定岩石磁性的主要因素(此外,它还与岩体的产状、磁化方向等有关)。由于各种花岗岩类含铁磁性矿物的不同,导致了各种岩体的磁性差异,因而可以将各种岩体的磁性划分为强、弱及过渡型三种磁场特征及磁物性特征,通过对比,它们分别可与I型、S型及I-S过渡型花岗岩类相对应。航磁异常(1:50万原平面化极异常)特征和磁物性特征与花岗岩类成因分类的关系见表13。从表中可以看出,I型花岗岩类航磁异常值在 $\pm(200-300)$ nT之间,磁物性参数 k 值为 $2.1\pi \times 10^{-3}$ SI, J_r 值为1.2 A/m; S型花岗岩类航磁异常值 ± 100 nT以内,磁物性参数 k 值为 $<0.6 \times 4\pi \times 10^{-3}$ SI, J_r 值为0.19 A/m;而I-S过渡型磁异常及磁物性参数均介于两者之间。以上说明不同成因花岗岩类与航磁异常及磁物性参数之间存在着相关关系。因此可以利用这一特征来对我省花岗岩类进行成因分类。

由于福建省花岗岩类中磁铁矿是贯通矿物,且时代愈新,其含量逐步增加。福建地区I型花岗岩类磁铁矿含量一般在2%以上,但比华北、东北等地区I型花岗岩类其含量偏低,而S型花岗岩类中部分岩体具稍高的磁铁矿含量,能引起弱一次中等的磁性,这部分S型花岗岩类从航磁异常及磁铁矿含量方面不易与I型花岗岩类区分。除此之外,尚有部分复式岩体往往是由磁性大小不一的侵入体组成的。S型花岗岩类的接触带有时因矿化蚀变而磁性增强,而I型花岗岩类因蚀变矿化有时却使其磁性降低,这部分岩体的成因类型划分就较为复杂。因此,我省采用的航磁方法仅仅是一种粗略的简便的分类方法,主要是配合岩石化学参数及其他地质标志进行岩体的成因分类。而在地质工作前期,特别对复盖区即使利用航磁进行粗略分类,无疑也具有先期指导意义。

4.3.2 岩体的圈定

从物性资料的分析出发,我们主要根据中—强磁和正剩余重力异常特征有效地圈定了基性、超基性岩及中性、中酸性岩体的分布。花岗岩体的圈定,由于航磁异常特征复杂(强—弱均有,且不均匀),因此主要配合重力(负剩余重力异常)并结合地质进行圈定。限于研究程度,我们采用了1:50万及1:100万重磁图,只对一些具有一定规模的异常(岩体)进行粗略地圈定,以提供宏观的统计性成果,供深部构造研究时参考和应用。因此,主要采用了二分之一极值并结合垂向二次导数的方法对大量重、磁局部异常进行了推断和圈定。只是根

① 郝春荣,1983,花岗岩类磁场多样性问题的探讨,航空物探技术,第3期。

② 袁奎荣、杨心宜,1982,华南花岗岩类中I-S型与磁铁矿系-钛铁矿系列的不固定关系,桂林冶金学院学报,第3期。

表 13 航磁异常、磁性参数与花岗岩类成因类型的关系

Table 13 Relations of magnetic anomaly and magnetic parameters with granite genetic type

岩体成因类型	岩体数(个)		航磁异常(化极)		磁性参数		备注
	总数	各类岩体数	异常值(nT)	常见值(nT)	κ ($4\pi\times10^{-3}\text{SI}$)	J_i (A/m)	
I 型	42	$\gamma\delta(16)$ 、 $\gamma(10)$ 、 $\gamma\pi(1)$ 、 $\xi\gamma(6)$ 、 $\eta\gamma(4)$ 、 δ 、 $\delta\alpha$ 、 $\eta\alpha(5)$	50—1000 —50—-400	$\pm(200-300)$	2.1	1.2	差别大的有九个，占岩体数 20%，其中 $\xi\gamma(3)$ 、 $\gamma(2)$ 、 $\eta\gamma(1)$ 、 $\gamma\delta(3)$
过渡型	20	$\gamma(8)$ 、 $\eta\gamma(5)$ 、 $\xi\gamma(4)$ 、 $\gamma\delta(1)$ 、 $\delta\alpha(1)$ 、 $\gamma\pi(1)$	0— ± 300	$\pm(100-200)$	1.4	0.7	差别大的有四个，占岩体数 20%，其中 $\gamma(3)$ 、 $\gamma\delta(1)$
S 型	46	$\gamma(30)$ 、 $\eta\gamma(5)$ 、 $\xi\gamma(6)$ 、 $\gamma\pi(4)$ 、 $\gamma\delta(1)$	0— ± 500	0— ± 100	0.67	0.19	差别大的有 11 个，占岩体数 24%，其中 $\xi\gamma(3)$ 、 $\eta\gamma(3)$ 、 $\gamma(5)$

据需要才酌情对少数岩体使用 1：20 万区调资料作了定量计算和重点解剖。由于重磁推断的岩体和地表地质填图圈定的岩体往往有出入，这就需要地质给予补充，而物探能反映隐伏和半隐伏的岩体，又较好地弥补了地表地质的不足。对隐伏、半隐伏岩体成因类型的确定，则主要依靠航磁、重力并结合地表地质进行综合判断。因此，对全省不同成因类型侵入岩分布的了解，应将地质和物探推断成果结合起来分析和研究。

从岩体的圈定中发现了一些值得注意的问题：

①在地表地质圈定的岩体中，有不少规模较大成因单一的岩体，而物探推断却为由不同期次、不同成因类型岩体组成的复式岩体，如古田、金山、上杭、长泰岩体等（图 15）。

我省西部的 S 型花岗岩在重磁图上一一般反映不明显，对部分异常进行计算得出：岩体埋藏较浅，且多呈薄板状，上宽下窄（图 23）；而东部的 I 型花岗岩类，重磁异常反映清晰。对部分异常作了计算，得出：岩体形态上小、下大或上下基本一致，一般延深 3—5 km，个别延深>10 km。

综上所述，综合物探推断成果无疑为我们研究岩体的成因、形态、空间分布以及与深部构造的关系提供了依据。

②发现了部分重磁特征特殊的花岗岩类：

a. 低重力（负剩余）或弱磁的 I 型中性、中酸性岩，如闽侯铺前、长泰、永春五里街、霞

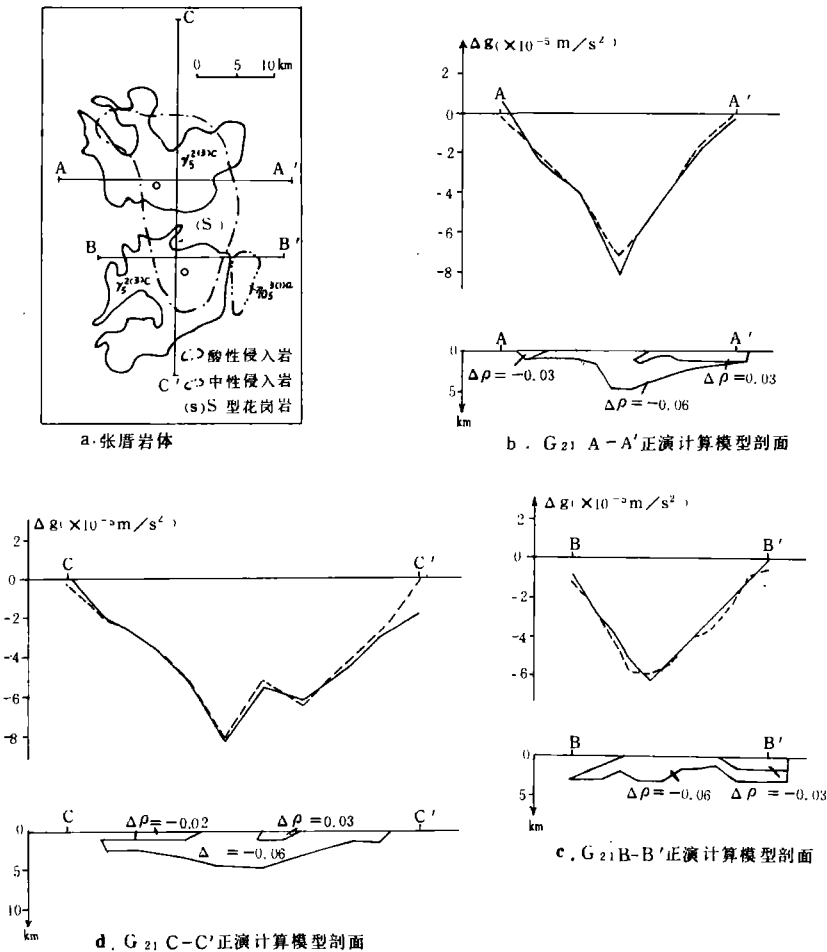


图 23 张厝岩体正演曲线图

实线为实测曲线；虚线为计算曲线； $\Delta\rho$ 为剩余密度 (g/cm^3)。

Fig. 23 Diagram showing the direct development curves of Zhangguo massif in Fujian Province

real bine for surveyed curve; dotted line for calculated curve; $\Delta\rho$ for residual density (g/cm^3).

浦、平和和大望山、莆田新县等岩体。

b. 高重力（正剩余）或强磁的 S 型花岗岩体，如永安鸡公岩、漳平永福、上杭才溪、沙县南阳、南安大帽山、三明中村等岩体。

分析出现上述特征反常情况的原因是多种多样的，主要有以下几点：

- a. 岩体受构造破碎或热液蚀变，使 I 型花岗岩类磁性和密度降低。
- b. 接触蚀变产生的矽卡岩化、磁铁矿化等使 S 型花岗岩类磁性增强。
- c. 地表所见的岩体厚度不大，下伏有不同磁性或不同密度的岩体存在；岩体本身有岩相分带，地表基性度低，随着深度加大而基性度增高，导致磁性及密度随深度增强。

经统计上述重磁异常特征反常的特殊岩体，均具有一个共同特点，即它们绝大多数都处在大断裂带附近或多组构造复合处，并与矿化蚀变关系密切，是找矿的重要线索和标志。另

外，圈出的一些过渡型花岗岩类是过渡性地壳同熔岩浆在上升过程中混染了地壳物质，这种 I 型岩浆与地壳物质混溶形成的岩浆，往往是内生金属矿床形成的重要条件，且常能形成比 I 型、S 型花岗岩类更为复杂多样的矿化类型。以上特征对找矿均有重要意义。

4.3.3 花岗岩类时空演化特点及其与构造的关系

福建省花岗岩类的演化特点

从表 14 可以看出我省花岗岩类在时间上的演化特点。花岗岩各期次的岩石化学平均成分表现为 S 型，从加里东期—燕山早期均为 S 型，而燕山晚期为 I 型；花岗闪长岩和石英闪长岩的岩石化学成分总平均值及各期次的平均值均为 I 型；二长花岗岩总平均值为 I-S 型。我省花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩等的 A/NKC、K/(K+N)二项指标计算值随时代变新比值逐步

表 14 福建省各期次花岗岩成因分类表

Table 14 Genetic classification of the granites in Fujian Province

岩 性	岩体 个数	期 次	岩石化学指标(平均值)			成因类型
			A/CNK	K/(K+N)	C/A' CF'	
花 岗 岩	44	燕山晚期	1.00	0.43	0.28	I
	53	燕山早期	1.04	0.48	0.26	S
	4	华力西期—印支期	1.10	0.54	0.21	S
	13	加里东期	1.07	0.50	0.20	S
	425*	各期次	1.06	0.48	0.23	S
花 岗 闪 长 岩	12	燕山晚期	0.94	0.39	0.33	I
	14	燕山早期	0.98	0.38	0.32	I
	3	华力西期—印支期	1.00	0.40	0.31	I
	47*	各期次	1.00	0.39	0.30	I
石 英 闪 长 岩	10	燕山晚期	0.94	0.41	0.31	I
	6	燕山早期	0.95	0.42	0.31	I
	6	华力西期—印支期	0.85	0.36	0.30	I
	33*	各期次	0.92	0.39	0.30	I
晶洞花岗岩	98*	燕山晚期	1.00	0.42	0.26	I
二长花岗岩	66*	各期次	1.01	0.45	0.29	I-S

注：各期次岩石化学成分的数据来源于福建省区域地质志，有*记号的来自 1:50 万福建省地质图说明书。

变小, 这与岩浆演化过程碱质逐步增加有关。从岩石化学成分上看, 它比 $S \cdot R \cdot$ 诺科斯花岗岩类富钾, 所以这两个比值偏低。而 $C/A'CF'$ 比值随着时代愈新比值逐步增加, 这与岩浆演化过程中钙质及暗色矿物随时代变新逐步增加有关。

岩带划分及其与构造的关系

我省花岗岩类不同成因岩体的分布具有一定规律, 结合深部构造分区也可以分为三个带, 由东往西分述如下:

I 带: 位于闽东沿海地幔陡坡带内, 福安—南靖断裂带以东, 属大陆活动边缘区。区内主要分布着燕山晚期 I 型花岗岩类及与之相应成分的壳幔混合型火山岩, 主要侵入岩有花岗闪长岩、花岗岩, 次为晶洞花岗岩、二长花岗岩等。岩带受福安—南靖及平潭—诏安两断裂控制, 岩带总体呈北东向展布, 单个岩体则受多组构造所控制。以外, 局部还有 S 型花岗岩类分布。

II 带: 位于闽中地幔拗陷带内, 即大陆板块内部, 带内以 S 型花岗岩类为主, I 型次之。主要为燕山早期花岗岩, 局部有加里东期、华力西期—印支期花岗岩、二长花岗岩。岩带受松溪—长汀北东向断裂及一系列北东、南北向盖层断裂及背斜轴等控制, 岩带总体呈北东向展布, 单个岩体则受北东、南北及多组构造交汇部位控制。此外在东部及松溪—明溪、永安—上杭一带断续有 I 型花岗岩类分布, 主要为燕山早期花岗岩、花岗闪长岩。它们主要受深断裂(或局部切割较深)控制。

III 带: 位于闽西北地幔缓隆带内, 带内以 S 型花岗岩为主, 岩性主要为燕山早期花岗岩、华力西期、加里东期花岗岩次之。本带岩体主要受松溪—长汀断裂带的控制, 由于受华力西期—印支期、燕山期构造运动的长期影响, 地壳多次改造, 形成了以 S 型花岗岩类为主的岩体。岩带呈北东走向, 单个岩体受北东及北北东向复式背斜轴的控制。

除以上三个岩带外, 在吴屯—李坊断裂带以北地区, 还有燕山早期过渡型及 I 型花岗岩类, 岩带呈北东东向展布。

从以上几个岩带的空间分布特征来看, 主要反映了印支期末以来古海峡板块的俯冲、压缩、消亡等作用, 形成岩浆喷发和上侵。闽东南沿海靠近俯冲带, 岩浆活动强度大, 岩浆中地幔物质参与多, 形成了以 I 型花岗岩类及与之相应的壳幔质火山岩; 西部地区距俯冲带较远, 主要为地壳重熔型的岩浆, 形成了以 S 型花岗岩类为主的岩体。说明福建中生代时期, 由于距俯冲带位置不同, 产生了不同成因类型的花岗岩类。这与前面“深部构造”中的分析是一致的。

福建 I、S 型花岗岩类分布除与俯冲带位置有关外, 还受各种断裂构造的控制。I 型花岗岩类的分布受深断裂的控制, 如福安—南靖、平潭—诏安等地壳断裂, 明显地控制着 I 型花岗岩的展布; 华安环状构造(与华安软流圈局部隆起的边缘相对应)分布着我省最密集的 I 型花岗岩类; 浦城—嵩口、罗源—福清南北向断裂控制着 I 型花岗岩及晶洞花岗岩的分布等。

S 型花岗岩类受盖层断裂、背斜轴、隆起核部等构造控制, 如建阳—顺昌、永安—上杭等断裂与一系列南北向断裂交汇处, 控制着 S 型花岗岩的大量分布。宣和复式背斜控制着围埔花岗岩的分布等。

I-S 过渡型主要也受深断裂控制, 主要分布在福安—南靖及平潭—诏安断裂带附近。

4.4 大地构造单元划分

大地构造单元是地壳大型构造的基本单位,是一个地区地壳结构、区域地质基本特征的综合反映,而不同的大地构造单元其地球物理场亦有差异。因此,合理地划分大地构造单元,对正确认识某一地区的地壳形成、发展和演化具有极其重要的意义。

我国地质学家在对我国地壳构造特征的研究上,形成了五个大地构造学派(即多旋迴说、断块学说、地洼说、波浪状镶嵌构造说和地质力学),随着世界地球科学的发展,70年代以来又从国外引进了板块构造学说和地体构造理论。我省广大地质工作者运用不同的大地构造理论,从不同角度和不同的侧重点,对我省大地构造特征进行了广泛的研究,特别是《福建省区域地质志》根据20多年来区域地质调查结果,对我省区域构造特征进行了全面深入的总结,为我们进一步探讨本省大地构造奠定了基础。

板块构造理论是多学科相互结合、相互渗透和相互协作形成和发展起来的全球构造理论,板块构造是地球表层岩石圈破裂成若干块体,彼此之间相互移动所形成的构造,也就是一般所说的活动论构造^[16]。断块构造是以线性构造为本,以槽台学说和地质力学为体,以板块构造理论为借鉴,以辩证唯物论的认识论为指导的大地构造学说^[17],属活动论范畴。通过多年积累的大量地球物理和地质资料的综合研究,我们认为板块构造理论和断块构造学说能较广泛地应用地球物理资料(特别是深部地球物理资料)于大地构造研究中,是当代地质学和地球物理学结合得较好的大地构造学说。因此,本文将以板块构造理论为主导,结合断块构造学说,进一步探讨福建省的大地构造特征。

基于上述基本认识,从福建省的地质构造特点出发,我们对大地构造单元的划分主要考虑以下几个方面:

①所划单元一般应被地质、地球物理资料所确定的断裂所围限,而这些断裂对块体间的运动起到控制作用;

②同一构造单元具有基本相同的区域地球物理场和深部构造背景;

③区域地质、地壳结构和地壳发展演化历史基本相同;

④单元之间以断裂带拼合,其性质根据围限断裂的主体部分确定。

总之,大地构造单元的划分是以深部构造背景为基础,以断裂构造为骨架,以区域地质为主体,以区域地球物理场为佐证,综合厘定的。

宏观我省现存的地壳圈层结构性质,福建省属大陆型地壳构造域范畴。根据众多的区域和深部地球物理资料(包括重力、航磁、大地电磁测深、爆破地震、地温等)和区域地质(包括沉积作用、岩浆活动、变质作用、断裂构造等)资料综合研究成果认为,在漫长的地史过程中,福建省经历了扬子构造旋回晚期和印支构造旋回晚期开始的两次俯冲-仰冲事件,由于不断的建造、改造作用和断块间的多次拉张-挤压作用,特别是进入中生代以来我省长期处于古海峡海板块(现已消失)与大陆板块相互作用的前缘地带,构造活动相当活跃,从深部构造到浅层构造形成了以东西分带、南北分块为基本特征的大地构造格局(图24)。

4.4.1 东西分带构造

对我省区域构造东西分带起主导作用的构造线是松溪—长汀和滨海两条岩石圈断裂带,它们大体上反映了我省两个古俯冲带的位置,也是省内一级大地构造单元的分界线,其形成可能与两侧古板块拼合带的继承性发展有关。这两条岩石圈断裂带的地质、地球物理特征前

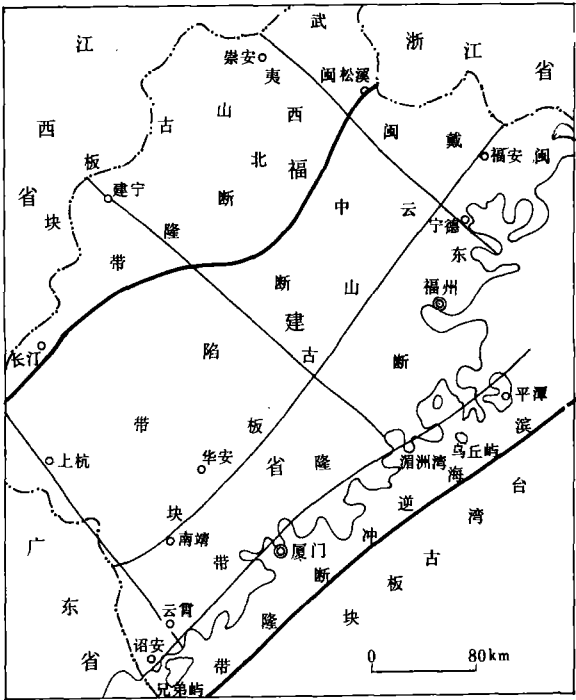


图 24 福建省大地构造分区图

Fig. 24 Diagram showing the tectonic units of Fujian Province

已论述，作为古俯冲带其地质依据也是多方面的，兹分述如下：

(1) 松溪—长汀古俯冲带（岩石圈断裂带）

a. 松溪—南平一带震旦系龙北溪组变质岩发育一套细碧角斑岩建造，属海底火山喷发基性熔岩。

b. 在断裂带上及其西侧，出露多处变质超基性岩体，据物探资料，政和附近可能还有规模较大的隐伏基性、超基性岩体，它们均属与俯冲作用有关的洋壳碎片。

c. 在闽西北造山带核部见到大量加里东期片麻状花岗岩，无疑这是俯冲带下部地壳重熔的产物。

d. 据《福建省区域地质志》，崇安—宁化、松溪—南平为闽西北地区两个加里东期变质带，前者多处发现低压矿物红柱石和堇青石，局部偶见十字石，显示低压过渡型特征；后者虽未见高压低温型矿物蓝闪石，但有中压矿物蓝晶石和十字石。这说明在变质作用过程中，西部比东部具有较高的地热梯度，而东部则比西部承受更大的压力。上述变质带特征与板块聚合碰撞所产生的双变质带模式基本一致。

e. 明溪地区第三纪玄武岩中的幔源包体，主要为石榴子石二辉橄榄岩，其来源深度达 147 km^[18]，表明该断裂已切穿岩石圈。

(2) 滨海古俯冲带（岩石圈断裂带）

a. 断裂带上盘为具有混杂岩某些特征的逆冲断块。

b. 断裂带西侧有地幔碎块出露（莆田长基超基性岩体）。

c. 平潭—东山变质带的片岩类普遍含低压矿物红柱石, 这是板块俯冲效应所形成的成对变质带中的高温低压变质带, 而低温高压变质带很可能已潜没于海域中。

d. 断裂带上现代强震频繁。

上述多方面的地质依据有力地证明, 松溪—长汀断裂带和滨海断裂带不但是我省切割深度最大的两条岩石圈断裂带, 而且也是两个古俯冲带所在位置, 以它们为界可把我省地域划属武夷山古板块与戴云山古板块两个一级构造单元。

武夷山古板块位于松溪—长汀岩石圈断裂带的西北侧, 其范围已超出省界, 可能包括赣东北、浙西南部分地区。戴云山古板块夹于松溪—长汀和滨海两条岩石圈断裂之间, 东侧与台湾古板块相毗邻, 北部延入浙江, 南端向广东、江西延伸。

福安—南靖、平潭—诏安是斜贯本省的两条北东向地壳断裂带, 它们与前述两条岩石圈断裂带共同控制了福建省四个北东向构造带, 形成东西分带的构造格局。从西北到东南分别命名为: 闽西北断隆带、闽中断陷带、闽东断隆带和滨海逆冲断隆带。兹分述如下:

闽西北断隆带

该带呈北东—北东东向展布, 东侧以松溪—长汀断裂为界, 北部及西部已越出省界。该断隆带与闽西北地幔缓隆带相对应, 地壳厚度 30.5 km, 上地幔略显隆起状态, 但西部靠近江西边缘地区, 由于北东东向吴屯—李坊断裂的影响而出现有一定规模的凹陷区, 地壳厚度 34 km。区内地表大部分为前寒武纪变质岩所占据, 核部主要为上元古界麻源群变质岩, 侵入岩有加里东期混合花岗岩、片麻状黑云母二长花岗岩及燕山期花岗岩等, 中生代火山岩呈盆地式零星分布。根据李根坤^{[18][19]}、陈觉民^①、傅树超资料^②, 本区有 1 800—2 700 Ma 地质年龄数据, 近几年获得一批大于 1 800 Ma 锆石铀铅年龄资料, 基本上来自该地区。

从区域地球物理场看, 本区重磁场均有别于本省其它地区。1987 年航磁报告在本区划出了一个规模较大的环状异常。区内磁场相对平稳, 低缓起伏, 强度在 $\pm (50-100)$ nT 之间, 局部异常较不发育。地表露布主要为变质岩, 次为沉积岩及酸性花岗岩, 均表现出无一弱磁性, 因此认为航磁反映的较稳定的区域背景场是深部磁性基底的反映^③。从区域重力场特征看, 本区为建瓯重力高, 剩余布格重力异常也以成片低缓正异常为主, 间有次一级的起伏, 区内岩性密度变化范围在 2.60—2.68 g/cm³ 之间, 以变质岩最高^④。结合地震资料, 对于区域重力高及剩余布格重力异常的解释, 可以认为除了莫霍面隆起的原因外, 地壳上部具有较完整的变质岩地层也是主要原因之一。结合航磁及地质同位素年龄新成果, 上地壳还存在具有磁性的高密度深部层位, 它可能是有异于地表的更老的元古代—太古代古老基底的反映。

纵观本区构造, 线性断裂相对不甚发育, 但反映前寒武纪古老的北东东向构造却十分醒目。这可能是由于该区长期处于相对稳定隆升状态, 在区域穿透性的变质作用和强烈的混合岩化作用双重影响下, 整个地块变得更加刚硬。显而易见, 这样的地质背景既有利于老构造形迹的保存, 又阻碍着后期断裂构造的发育。

① 陈觉民, 1989, 福建变质地质学的研究现状, 福建地质科技情报, 第 2 期。

② 傅树超等, 福建省建宁西部上太古界天井坪组 (Ar_2t) 地质特征, 福建省地质学会 1990 年学术年会论文摘要。

③ 福建省物化探大队, 1987, 福建省西部地区航磁成果报告。

④ 福建省物化探大队, 1988, 福建省区域重力调查报告。

综合上述地质、地球物理和同位素年龄多方面研究成果表明,闽西北地区确实存在古老的“陆核”。但其规模已超出闽西北断隆带范围,可能包括赣东、浙西南部分地区。

闽中断陷带

为松溪—长汀断裂带与福安—南靖断裂带所围限,南北两端分别延入广东、浙江。北西向的建宁—湄洲湾断裂带斜切中部,将其分割成南北两段,北东向的政和—大埔基底断裂带从北段西侧及南段中部通过,由引张作用所形成的锯齿状构造形迹十分明显。带内环状构造发育,华安、古田两个环状构造中心均位于本区。本带区域磁场呈北东或北东东向展布,北段岩浆活动强烈,异常变化剧烈、零乱;南段为正负相间的宽缓异常带,连续性较好,强度一般为 $\pm(50-100)$ nT。区域重力场主要为北东向,北段为屏南重力低,异常最低值为 $-56.3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$;南段属连城重力低,以 $-40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 等值线圈闭,最低值在连城一带,为 $-56.1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。深部构造与闽中拗陷带相对应,由于软流圈局部隆起,幔源物质大量上涌,导致局部地区地壳厚度明显增大,莫霍面在总体拗陷的背景上,东侧出现一条凹凸不平的狭长带状堑沟,最深部位在华安一带,地壳最大厚度 36 km。

该断陷带由于燕山期裂堑构造的叠置而变得更加复杂。地表出露地层,南段为省内晚古生代准地台型沉积集中区,主要为碎屑沉积,部分层位含煤,局部夹薄层灰岩或透镜体,个别地段可见早古生代和前寒武纪变质岩出露。政和—大埔基底断裂带以东地区,主要为中生代陆相火山岩覆盖,其中保存有较多的加里东期—印支期基底残块。侵入岩主要为燕山早期花岗岩,多系规模较大的复式岩体,如姑田、胡坊、金山圩、旧镇等岩体。

闽东断隆带

西部以福安—南靖地壳断裂带为界,东部以平潭—诏安地壳断裂带与滨海逆冲断隆带相接,展布方向北 30° — 50° 东。东西向断裂在该区多呈现为宽阔的断裂带,其宽度一般达 20—60 km 不等。带内环状构造发育,主要分布在长泰、永泰、罗源等地区,环状构造多由火山岩、侵入岩、弧型断裂以及火山机体多种因素联合构成。

该区由于构造岩浆活动强烈,区域磁场强、变化大,强度一般在 -500 — $+500$ nT 之间,正负值频繁交替、起伏剧烈,区域异常展布以北东、北东东和北西向为主。区域重力场表现为醒目的重力梯级带,布格重力异常变化范围在 -35 — $35 (\times 10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 之间,在不同窗口的平均布格重力异常图上,梯级带基本特征无明显变化。该断隆带与闽东地幔陡坡带相对应,在地壳受到挤压弯曲上拱和边界断裂抬升的双重作用下,地壳减薄 27—32 km,阶梯状断裂发育,莫霍面为向西北倾斜的陡坡。

在特殊深部构造背景和广泛发育的线性断裂控制下,本断隆带燕山晚期岩浆活动十分强烈,并有大量幔源物质加入,I 型花岗岩成片分布。据有关报道^①,云山、石牛山地区白垩纪火山岩壳源成分为 80.65%幔源成分为 19.35%。燕山期陆相火山岩和同熔型、分异型花岗岩类占据本区的绝大部分,东南沿海中生代火山岩区唯一出露于地表的地幔碎块^[20](莆田长基超基性岩体)也见于本区,这是本构造单元主要地质特征之一。在中生代强烈的构造岩浆作用下,本区古老基底岩层多已解体重熔。

① 福建省地质矿产局地科处,1989,福建省区域地质矿产调查主要成果(1979—1988 年)简介,福建地质科技情报,第 3 期。

滨海逆冲断隆带

以滨海岩石圈断裂带和平潭—诏安地壳断裂带为其东西边界，其范围北起平潭岛，南经福清高山、莆田忠门、惠安崇武、金门、东山等滨海地带和岛屿，展布方向北东 50°左右，陆上长约 360 km，陆地面积约 5 000 km²，向东湮没于海域。其地质、地球物理特征，黄辉等和曹宝庭^① 曾分别以福建“平潭—东山地体”和“滨海地体”为名作过详细论述。从地球物理资料看，本区为一连续性较好呈北东向展布的正磁异常带，由于近海域无航磁资料，它的全貌不清。布格重力异常沿此带显示为正值区，宏观上显示出高磁、高重力区域特征。该区天然地震频繁，震中多集中于海峡内。人工地震测深表明，该区地壳明显上抬，地壳变薄。深部与向西北倾斜的残留古俯冲带西侧相对应。从区域地质方面看，本区属我省著名的东南沿海变质地带的东部岩带——平潭—东山变质带的主体部分，呈狭长带状展布。中部以混合花岗岩为主，两侧分布各种混合岩和混合质变质杂岩，岩性主要包括黑云斜长变粒岩、浅粒岩、黑云角闪斜长变粒岩、二云石英片岩等。此外，地表还可见到燕山期酸性、中酸性火山岩及侵入岩体，局部地段有喜马拉雅期玄武岩分布。断隆带西沿平潭—诏安断裂带上及其东侧有 10 余处重磁异常，推测为隐伏基性侵入岩类引起。总之，本区诸方面特征均有异于内陆广大地区。

近几年来，随着该区变质岩研究工作的深入进行，对变质岩原岩时代问题的研究有了很大的进展，获得了一批新的年龄数据（表 15）。

表 15 东南沿海变质岩同位素地质年龄表

Table 15 Isotopic ages of metamorphic rocks on the coast of southeastern Fujian

采样地点及岩石类型	测年方法	年龄值(Ma)	资料来源
东山副变质岩	Sm-Nd	>500	谢谗克,1986
福清沙埔黑云母 角闪斜长变粒岩	Rb-Sr	483±21	杨泰铭等,1987
莆田忠门正变质岩	Sm-Nd	463±15	黄辉等,1989
晋江半岛正变质岩	Sm-Nd	509±20	黄辉等,1989

上述资料说明，该变质带确实存在早古生代变质基底。

李根坤根据该变质带已获得的 54 个同位素地质年龄数据，分成 535—438 Ma，231—199 Ma、176—164 Ma、123—92 Ma、86—62 Ma 五组年龄段，并指出：福建东南沿海变质带不是简单的中生代变质带，也不都是古老的变质带，它是一个多旋回的复杂的构造带。它具有寒武纪甚至更老的基底，还可能存在华力西期—印支期褶皱带，它是中生代板块活动的产物^{〔18〕}。

据新近 Nd 模式年龄资料，福清沙埔的斜长角闪岩 T_{Dm}=1 523—2 971 Ma，深澳地区为

① 曹宝庭，1988，阿尔泰—台湾剖面福建段区带综合研究报告。

1 638—1 934 Ma, 平均约 1 730 Ma^[22]。温州港外东海大陆架灵峰—井变质岩为 1 680 Ma^①。这些资料不但说明了该区及其周围曾经存在过元古代—太古代的古陆壳,而且还从另一个侧面说明滨海逆冲断隆带向北可能延伸至浙江东部东海陆架,但是在北西向断裂构造的影响下,平潭以北地段已潜入海域。

综上所述可以看出,在这个面积仅为数千平方公里的东南沿海狭长地带内,其地质年代、岩浆活动、变质作用、构造变动以及岩层组合等诸方面均显示出本身独具一格的特色,与内陆广大地区相比差异是十分明显的。从地球物理场和深部构造看,其区域背景也与内陆有所不同。上述资料共同勾绘出这个构造单元极其复杂的地质面貌。我们认为,这个复杂的断隆带可能是由于古海峡板块(发育不完善的洋壳)向大陆俯冲时,位于俯冲带上盘的中—上地壳深部层位逆冲至现今位置的大型断块,属古老大陆壳的一部分,由于强烈的构造岩浆活动、变质作用和构造加积,导致更加复杂的地质面貌。因此,它又是一个具有混杂堆积一些特征的复杂的构造带,这从另一个侧面证明了中生代板块构造活动的存在。

4.4.2 南北分块格局

对构成我省南北分块构造格局起决定性作用的是建宁—湄洲湾北西向断裂带。从重力卫星资料^[14]和区域重磁场特征分析,该断裂带向东经台湾海峡可能延伸至台湾岛及其东侧太平洋区域,向西可能延伸至江西中部。据不完全统计,省内已取得的 2.5 Ga 左右的年龄资料^②,基本上是来自该断裂带或其旁侧不同时代的地壳重熔型花岗岩体(如德化国宝岩体 3 051 Ma、三明中村岩体 2 969 Ma、尤溪新桥岩体 2 713 Ma、宁化岩体 2 431 Ma、围埔岩体 2 811 Ma),这从一个重要方面证明了断裂带的存在。最新微地震观测结果还表明,本断裂带东段莆田长基—南日岛为北西向微地震活动带^③。总之,该断裂带的地球物理、地质依据是多方面的、充分的。初步认为它是一条发生时间较早、持续时间长、结束时间晚、甚至现代还在活动的剪切—拉张型横向断裂带,局部地段具有岩石圈断裂性质。它在孕育、形成、发展过程中,一方面对其后的区域地质构造起着一定的控制作用,另一方面随着漫长的地壳演化进程而不断壮大其规模、丰富其内容,直至燕山—喜马拉雅构造运动时期造就了现今的构造面貌,而晚近时期还在活动。

该断裂带斜切福建省中部,把省内三个北东向隆、坳带一分为二,并与崇安—宁德、上杭—云霄两条北西向断裂带共同构成六个断块。其中从闽中断陷带分出的两个断块较为典型,规模也较大,四边均为断裂所围限,分别命名为古田断块和华安断块。前者与松溪—闽清—福安莫霍面凹陷区对应,后者与华安—龙岩莫霍面凹陷区对应。它们的地质、地球物理特征前已述及,这里不再赘述。但必须强调指出的是,断裂带以南广大地区,燕山期侵入岩大面积出露于地表,而北部地区则广为火山岩覆盖。据张师等研究结果^④,位于华安断块中部的莒舟岩体(原定 $\gamma_8^{(3)c}$) 固结成岩温度为 645℃,压力约 3 300 MPa,推测该岩体相当于侵入至地表深 9.9 km 处固结成岩,属中深成相产物。据此分析,燕山运动以后南部地区可能一直处于

① 东海大陆架发现古老基底和海相地层,《中国地质报》1985 年 12 月 1 日第一版。

② 叶允均,福建基底构造演化的探讨,福建地质学会 1990 年学术年会论文摘要。

③ 福建省物化探大队,1991,福建省福州—马尾地区微地震监测报告。

④ 张师等,1982,福建若干花岗岩体成岩温度和压力的估算,福建地质学会庆祝中国地质学会成立 60 周年征文。

上升剥蚀状态, 而且其剥蚀程度也是相当可观的。

4.4.3 关于闽东沿海陆缘古裂堑

综合研究结果表明, 除上述构造单元外, 福建东部沿海地区还存在一个特殊的构造类型: 燕山期叠置构造(陆缘古裂堑)。福建省古陆壳在经历了晚元古代—早古生代、晚泥盆世—早三叠世地槽和准地台两个发展阶段之后, 处于欧亚大陆边缘的东南沿海地区, 于印支构造运动末期, 在古海峡板块的强大俯冲挤压作用下, 地壳弯曲上拱, 已经固结的地壳发生破裂, 并逐步发育成为呈楔形伸进古陆壳的堑裂状构造—裂堑(雏形), 我们把它命名为闽东沿海陆缘古裂堑。它西侧以政和—大埔基底断裂为界, 东部边界为平潭—诏安地壳断裂带, 其中轴与福安—南靖地壳断裂带对应, 面积约 30 000 km² (图 25)。

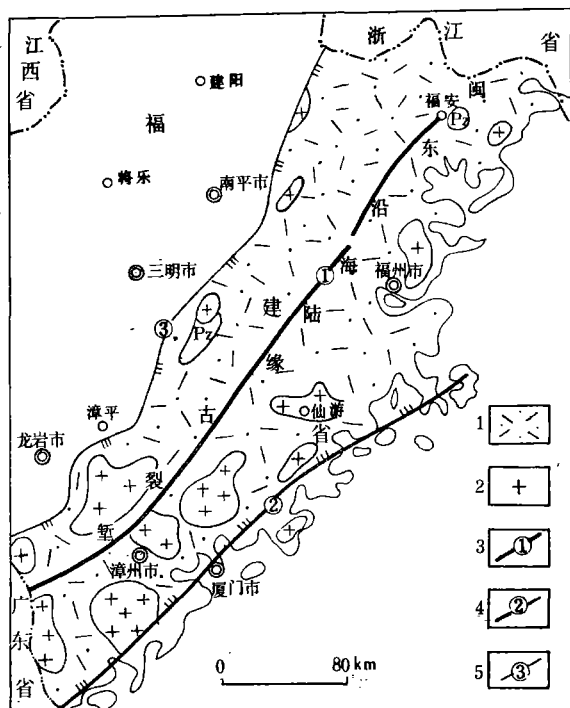


图 25 闽东沿海陆缘古裂堑平面示意图

1—火山岩; 2—侵入岩; 3—福安—南靖断裂; 4—平潭—诏安断裂; 5—政和—大埔断裂。

Fig. 25 Sketch plane of the epicontinental paleoaulacogen on the coast of southern Fujian

1—volcanic rock; 2—intrusive rock; 3—Fuan-Nanjing Fault; 4—Pingtan-Zhaoan Fault; 5—Zhenghe-Dapu Fault.

裂堑西部边界呈不规则状, 并保存有大量锯齿状线性断裂。这是地壳受水平挤压弯曲, 陆壳拉张破裂初期所形成的纵向张性断裂所遗留的构造痕迹。东侧边界由于燕山晚期强烈的岩浆活动而遭到破坏, 这种构造特征已荡然无存。

裂堑莫基于前燕山期构造层, 北东向断裂构造起主要作用。裂堑内充填物主要为燕山期中酸性侵入岩、火山岩以及少量喜马拉雅期基性喷发岩。以裂堑中轴福安—南靖断裂带为界, 裂堑东西两部地壳组分具有明显的差异性, 谷肩西部地区局部保存有未被重熔的前燕山期构

造层组成的古陆壳残块,如福安吾凤楼、屏南黛溪、德化阳山、安溪剑斗等地的基底残块和根据剩余布格重力异常所推定的基底变质岩残留体。这些基底残块(残留体)一般向下延伸不大,多呈悬垂体或包体为火山岩包围,湮没为“根”。这可能是先受张裂离解作用,而后又受到强烈岩浆活动所产生重熔作用的结果。裂堑谷肩东侧由于地幔上隆、下地壳及幔源物质大量上涌,热力作用十分强烈,基底岩层多已解体重熔,只在个别地区保存有变质块体,如福鼎南溪中一下石炭统变质地层,它原来可能在政和一大埔断裂带附近,由于裂堑条件下的拓展作用,才被推挤远离原来位置^①。

位于裂堑中部福安—南靖断裂带及其旁侧的侵入岩,其岩性变化有一定规律。燕山早期以酸性岩类为主,燕山晚期除酸性岩类外,还有大量的中酸性岩和少量的基性岩,喜马拉雅期则主要为基性岩。结合地壳分层组分特征分析,可以判别出该断裂带可能是由上而下、由浅而深发展的。由此可以看出,该裂堑裂开作用沿着纵张断裂从上往下发展逐步形成的。随着裂解拓展作用继续进行,断裂两侧的块体在拉张应力作用下相背运动,由于地质块体强度的差异性和应力分布的不均匀性,同一条断裂带的不同地段,其拓展宽度和向下切割深度可能不同,断裂产状也可能变化。应力集中处不但切割深度大,位移可能也大。当断裂深切地壳和岩石圈时,地幔和下地壳物质沿着断裂带运移上升至地壳浅部,如在闽清、南靖和东南沿海的莆田笏石—漳浦佛昙一带所见到的燕山晚期、喜马拉雅山期基性、超基性岩体、玄武岩及其幔源包体即是。这些深部物质的出现又为确定断裂的切割深度提供了重要的地质依据。

从地球物理资料看,本区热流值普遍偏高,其中福州—永泰热异常区代表性的热流值为 155.3 mW/m^2 (福州能源所测点),漳州—南靖热异常区三个测点计算结果均在 209.3 mW/m^2 左右,这些热流值数据均远高于正常区的 61.5 mW/m^2 。大地电磁测深(MT)结果表明,沿闽江断裂和九龙江断裂出现引人瞩目的高导隆起,其空间位置和热异常区大体对应。从区域重磁场特征看,本区处于重力梯级带上,居于沿海重力高的西翼,磁场强度大,具有高磁、高重力的特点。显而易见,以上现象均与地幔上隆、地幔深源物质上升活动有关。这些地球物理资料从一个重要方面证明了裂堑构造客观存在的事实。

必须指出:裂堑-地堑-陆间裂谷-大洋裂谷的发育模式只是陆壳向洋壳转化的一个理想化的模式,而陆壳向洋壳转化的夭折却可以在其中任一阶段发生^[17]。综观上述资料可以看出,我们所说的闽东沿海陆缘古裂堑,其发育程度尚未达到成熟阶段,具有裂堑雏形性质,也可以说是夭折了的古裂堑构造。

4.4.4 福建省大地构造基本特征小结

以上是对福建省大地构造单元主要特征的概述,旨在说明我们运用板块构造理论结合断裂构造学说进行大地构造分区的基本思路,同时使读者对各构造单元的地质、地球物理特征及其形成机制有一个概略了解。现结合地壳结构及深部构造背景,对本省大地构造发展的主要特征概括地总结出以下几点基本认识:

①“层—块”与“带—块”相结合的地壳结构模式:垂直方向的分层结构,水平方向的东西分带和南北分块,这种“层—块”与“带—块”相结合的结构型式,是我省地壳结构的基本模式,同时也客观地反映了福建省区域地质构造和区域地球物理场的重要特征。

① 叶允均,福建基底构造演化的探讨,福建地质学会 1990 年学术年会论文摘要。

②阶段性的地壳演化和大地构造发展特征：福建省地壳和大地构造演化发展表现出明显的阶段性，而阶段性的发展又是通过由西北向东南、由内陆向大洋有规律的侧向迁移表现出来。扬子构造旋回晚期，闽西北古陆核东南边缘海盆（洋壳发育不完善）向西北俯冲和印支构造旋回晚期开始的古海峡板块（洋壳发育不完善）俯冲于大陆板块之下，是福建省地壳演化最重要的两个阶段。上述两次历史性的俯冲—仰冲事件，总体上奠定我省地壳结构和大地构造基本格架。而古海峡板块俯冲、大陆板块仰冲又是福安—南靖断裂带的形成发展和燕山期大规模岩浆侵入—喷发活动的根本原因。

③地壳结构的不均一性：这种不均一性不但表现在地壳的垂直分层方面，而且还表现在地壳的横向发展方面。诸如地壳各层不同的物质组分、各构造单元复杂的岩石组合、多组方向相互交织的断裂构造、迥然不同的深部构造背景、高低悬殊的地温场、强弱不一的震中分布等等。所有这些地质、地球物理的显著差异，是构成我省地壳介质不均一的基本因素。众所周知，在漫长的地史发展过程中地应力也是不均一的，而介质和应力的不均一性及其复杂而又有规律的变化，造成了当今我们看到的极其复杂而又错综有序的地质构造面貌。

④深部构造对浅层构造的控制作用：这种控制作用除表现在莫霍面宏观形态特征与浅层构造具有一定对应关系外，还包含更广泛的深层意义，即古板块的俯冲效应、古缝合线的继承性发展、软流圈顶面的隆起与凹陷、岩石圈的叠置加厚与拉张减薄等主要深部地质、地球物理因素，对福建省的地层沉积、岩浆活动、变质作用以及构造轮廓的形成都有着密切关系，众多复杂的区域地质现象基本上都可以找到其深部原因。

4.5 关于福建省地壳构造演化和陆壳增生

4.5.1 福建省地壳演化的分析

综合地质、地球物理和同位素年龄等多方面研究成果表明，闽西北地区确实存在古老的“陆核”，该区有 1 800—2 700 Ma 古老基底^{[18][19]①②}。由于四堡运动的影响，地壳上升（缺少 1 800—1 040 Ma 年龄记录），形成古陆，我们称之为“武夷古陆”。从邻区已有资料看，该古陆很可能包括江西东部和浙江西南部的部分地区。

据任纪舜、江博明^[21]、黄辉^[22]等对西沙群岛、台湾大南澳、福建龙海深澳等地变质杂岩所测得的地质年龄资料说明，华南加里东地槽的东南邻接一块古陆（即南海地台）^[21]。这块古陆包括从印支经南海到我国台湾和东南沿海地区，而福建省东南沿海地带即属于该古陆的一部分。为了便于研究福建地质历史，我们把它命名为“戴云古陆”。在武夷古陆与戴云古陆之间为古海盆，从长城—黄源一带出露零星的变质橄榄岩和基性火山岩看，该海盆拉开不大，洋壳不发育（图 26A）。

扬子构造旋回早期（800—1 400 Ma），地壳裂陷下沉，其上沉积了以龙北溪组为代表的碳酸盐岩和亚碱—钙碱性细碧角斑岩系。至扬子构造旋回晚期（660—520 Ma）逐步进入半深海环境，在大陆斜坡上形成了巨厚的火山复理石沉积。在此时期古海盆发育不完善的洋壳开始向西北俯冲，闽西北地壳逐渐抬升，在加里东早期（490—380 Ma）形成了较厚的砂泥类复理石建造（图 26B）。

① 陈觉民，1989，福建变质地质学的研究现状，福建地质科技情报，第 2 期。

② 傅树超等，福建省建宁西部上太古界天井坪组（Ar₂t）地质特征，福建地质学会 1990 年学术年会论文摘要。

加里东构造旋回末期，古海盆两侧陆块对接和碰撞，两陆壳焊接在一起，在赣东—闽西北—浙西南出现了加里东期造山带。由于俯冲带下部地壳重熔，产生了加里东期花岗岩侵入和混合岩化，造山带核部见到加里东期片麻状造山花岗岩。同时由于古海盆完全闭合，其中一些发育不完善的洋壳残片被推覆或逆冲到闽西北大陆斜坡上。至奥陶纪末，陆壳整体上升露出水面，遭受剥蚀，造成缺失志留系和中—下泥盆统沉积（图 26C）。

华力西早期（375—325 Ma），拼合后的福建联合陆块东侧的古海峡海盆又不断拉开，在其影响下，松溪—长汀断裂带以南的闽东南广大地区裂解下沉形成陆表海，沉积环境相对稳定，晚泥盆世—中三叠世沉积了陆源碎屑岩、碳酸盐岩和煤系建造（图 26D）。

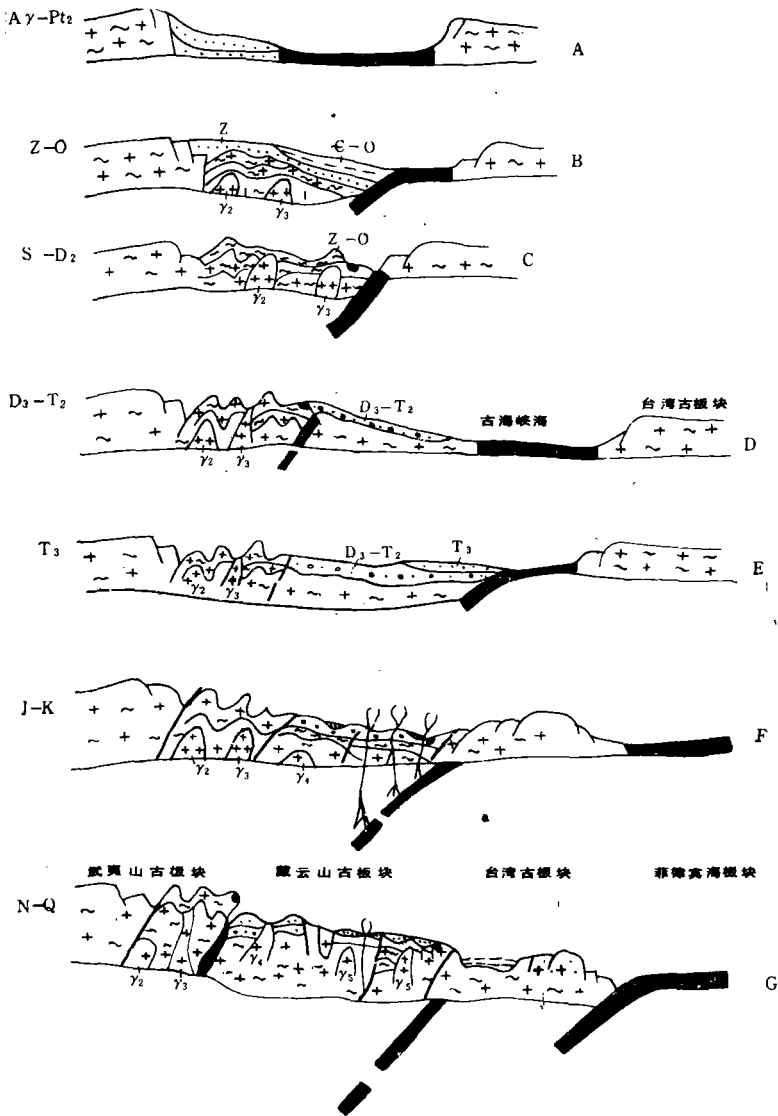


图 26 福建省地壳演化示意图

Fig. 26 Sketch map of the crustal evolution of Fujian Province

在印支构造旋回末期,古海峡不完善的洋壳开始向西北俯冲。使福建联合陆块抬升,海水东撤。嗣后,古海峡海盆东侧的台湾陆块与福建联合陆块拼贴碰撞,并使陆块边缘的滨海断块向上逆冲遭到剥蚀,导致中、下地壳老基底,高度塑性变形的花岗质地壳出露于地表和浅部,并伴随有造山活动(图 26E-F)。

燕山时期,随着古海峡板块继续向西北俯冲,在滨海沿岸出现双层岩石圈,岩石圈厚度急剧增大,由于俯冲时所夹带陆壳碎块和洋壳在深部熔融分异,在大陆边缘出现了晚侏罗世和早白垩世二次强烈的岩浆侵入和喷发活动。同时由于局部软流圈隆起,大量幔源物质涌入地壳,导致华安、古田等地区地壳增厚,出现幔凹(图 26F-G)。

由于俯冲—仰冲所带来的东南—西北向强大的挤压作用,产生了一系列的北东向断褶带和北西向张裂带,其中崇安—宁德、建宁—湄洲湾、上杭—云霄北西向断裂活动带最为显著,特别是建宁—湄洲湾断裂带规模宏大,所起作用也更加明显,使闽西南地区抬升、闽东北地区下降,致使大片晚侏罗世—早白垩世陆相火山岩得以保存。

经过燕山期构造运动,福建省现今大地构造格架已基本定局,喜马拉雅期在菲律宾海板块的影响下又有新的构造活动,并有第三纪玄武岩喷发,但对我省大地构造轮廓的形成无根本性影响(图 29G)。

总之,福建省地壳在漫长的地史过程中,经历过两次重要的俯冲—仰冲事件和多次拼贴—拉伸,伴随以沉积、变质、岩浆活动、花岗岩化、混合岩化和变形等多次建造和改造作用,形成目前复杂多样、错综有序而又十分壮观的大地构造格局(图 24、26G)。

以上是福建省地壳演化历史的概述,但从大陆漂移和板块构造理论分析,福建陆块(乃至华南陆块)原来并不在现今位置。据王乃文对中国古生物地理与板块构造研究结果^[23]:中国早古生代生物群基本一致,分异度高,属低、中纬度生态气候类型,据此推断中国大部分地区当时处于赤道附近或南半球低、中纬区,并与其它大陆块一起组成当时大部分处于南半球的超大陆(即冈瓦纳古陆)。晚古生代华南具特提斯生物群,当时是一个处于特提斯大洋中的低纬度陆块。三叠纪秦岭出现北方冷水生物群,华南具过渡生物群,推断华北、华南陆块已北移到大体现代位置。这个结论与我们根据地震波速及地壳厚度是平均地壳年龄的函数这一原理,求得福建联合陆块雏形的地质年代为 225 Ma 相一致。我们认为这不是巧合,而可能是大陆漂移历史的真实反映。

4.5.2 福建省陆壳增生的基本特点

综上所述,福建大陆地壳增生具有复杂的地史过程,正确认识这种地史过程的演变规律,对提高地壳结构特征的研究程度有着重要意义。根据现有地质、地球物理资料,结合上述关于地壳演化的分析,我们认为福建省陆壳增生表现为横向拓宽增长和垂向加厚两个方面,基本上可归纳为以下三种情况:

① 以武夷古陆为核心,不同时代、不同沉积岩类型,由西北向东南的侧向迁移,这是我省地壳增生的基本形式。如扬子晚期发育不完善的洋壳向北西俯冲、加里东晚期的陆壳对接碰撞、华力西期—印支期的陆表海沉积、印支晚期开始的古海峡板块向西北俯冲和由于这种俯冲作用所导致的中生代大规模的岩浆侵入和喷发活动,均属于这种情况。现代大陆边缘界线已迁移至西太平洋岛弧东侧海沟,如果今后地史发展促使边缘海关闭,那么,具有过渡型地壳特征的岛弧,又可能焊接于大陆,从而导致大陆的进一步扩展增生。

② 断块逆冲拼贴,大陆向外生长。中生代以来,福建省长期处于活动大陆边缘,大地构造位置特殊,断裂发育,在各种地应力的驱动下,由断裂切割成大小不等的地质块体,有可能沿着不同深度的断裂带滑动而最终拼贴到大陆边缘,从而导致大陆扩大和向外生长。我们认为滨海逆冲断隆带就是从中、下地壳深部向上逆冲并镶嵌于大陆边缘的断块,这是我省陆壳增生又一形式。

③ 多期次岩浆活动给地壳增添大量物质。我省火山活动十分发育,从元古代到第三纪有 16 个含火山岩层位,火山岩累计最大厚度超过 13 000 m;岩浆侵入活动也十分广泛,自元古代以来,地史各主要阶段均有活动,火山岩和侵入岩露布面积超过全省陆地总面积的三分之二。如此长期大规模的岩浆活动,无疑给整个地壳添加了大量的岩浆物质,为陆壳扩展增厚发挥了巨大作用。而燕山期由于软流圈的局部隆起,大量地幔物质涌入地壳,不但在横向上拓宽了大陆地壳,而且在垂向上也增加了地壳厚度。就全省范围看,中生代花岗岩岩体的年龄自西北往东南逐渐由老变新,大致可划分三个年龄带:Ⅰ带年龄为 190—150 Ma;Ⅱ带年龄为 150—100 Ma;Ⅲ带年龄 < 100—80 Ma^[1]。这种自西北向东南逐渐由老变新带状迁移的岩浆活动规律,不但反映了陆壳拓宽发展的总趋势,而且又从一个重要方面反映了硅铝质地壳增生的特点。

5 区域成矿规律探讨

5.1 深部地质构造与区域矿产关系

我们主要从以下四个方面,探讨深部地质构造与重要内生金属矿床(指大、中型矿床,部分重要小型矿床和矿点、矿化点,下同)的关系。

5.1.1 区域深断裂与成矿关系

我省内生金属矿床具有成群出现、成区集中、成带分布特点,往往一些不同矿种、不同类型的矿床(矿点)集中在特定的范围内成群出现,再由若干个矿群组成一个成矿密集区,众多的密集区则构成一个区域性的成矿带^[21]。

上述地表出露矿床的空间展布规律,反映在区域深断裂带上,它们的关系是十分密切的,主要表现在:

北西向深断裂控制区域成矿带:从图 19 可以看出福建地区卫星重力异常均表现出伸向内地的一系列北西向为主的正负相间的异常带,它所反映的是岩石圈中、上部的密度不均匀状态,推测与印支期以来古海峡板块、菲律宾海板块向中国大陆东南部俯冲有关,且形成一系列以北西向为主的断裂^[14]。我省三条北西向地壳断裂不但为我省南北分块奠定了基础,而且也是控制我省内生金属成矿带的骨干断裂,并形成三个具有战略意义的内生金属成矿带。

断裂构造结控制成矿密集区:对我省大地构造发展起控制作用的是北西向和北东向两组地壳断裂(有的具岩石圈断裂性质),而北西、北东、东西、南北、环状断裂等多组构造断裂相互交汇成十分醒目的构造结,这些构造结往往就是成矿密集区,如政和,赤路,明溪,大田中、北部,紫金山,钟腾等。

5.1.2 莫霍面形态特征与矿床展布关系

我省莫霍面形态比较复杂,除三个斜贯全省的北东向隆、坳带外,还存在着次一级的凹陷槽、鼻状凸起以及莫霍面等深线扭曲等局部深层构造变异现象,它们往往与矿床空间展布

有一定的关系,主要表现在:

① 位于次一级幔凹、幔凸边缘,如华安幔凹的马坑、潘田、洛阳等铁矿床,顺昌幔凸边缘的西坑铌钽锡矿床、水吉铅锌矿床。

② 位于沿海地幔陡坡带梯度突变和局部扭曲部位,如钟魏铅锌矿床、阳山铁矿床、赤路钼矿床、凤迹银矿等。

③ 位于莫霍面鼻状隆起、凹陷处,如行洛坑、北坑钨钼铋矿床、仁场富锰铅锌矿床以及将乐一带的钨锡铁等矿床。

④ 地幔拗陷区内的北西向凹陷槽,如尤溪—德化水口的小凹陷槽有龙凤场硫铁矿、建爱多金属、上京银铅锌、银顶格铁矿以及官田、双旗山金矿等。

⑤ 位于地壳等厚度区间,如我省重要铁锰矿床主要分布在闽中地幔拗陷带地壳等厚线 31.5—33.5 km 之间,硫铅锌矿床分布在地壳等厚线 32.5 km,银矿床分布在地壳等厚线 32—33 km,钨锡钼矿床分布在地壳等厚线 33 km 的地区。

5.1.3 软流圈顶面局部隆起与成矿关系

华安地区软流圈顶面呈等轴状的局部隆起,其上对应为莫霍面凹陷,并有地壳下插上地幔中,下地壳有高速薄层,这样的深部构造环境有利于幔源物质上涌形成壳幔混熔,对形成大型矿床十分有利。沿华安环状断裂广泛发育的 I 型花岗岩,以及与这些 I 型花岗岩有生成联系的铁、钼、铅、锌等矿床,如马坑铁钼矿、潘洛铁矿、大排铅锌矿、钟魏铅锌矿等,它们可能与上述特殊的深部地质特征有关。而莫霍面凹陷的中心部位,地壳厚度大,中地壳又有地震低速层等强烈的构造岩浆活动,为地壳改造、重熔提供热源。环状构造中心出露的 S 型花岗岩类及与其有关的钨、锡、钼矿床、矿化点,如华安草板、华安洋竹径等锡、钨矿及中甲钨矿等矿点,可能与上述深部构造存在着直接的因果关系。

5.1.4 地壳基性度与矿产的关系

根据现有部分人工地震资料,我省崇安—宁德剖面下地壳 V_p 速度偏大,厚度增加,下地壳基性度高,地表出现以 I 型花岗岩为主的岩体,并有屏峰、铁场硫铁矿,水吉、夏山铅锌矿,赤路、九曲岭钼、铜矿等亲硫、亲铁元素的矿产。清流—大田中地壳 V_p 速度增大,反映该区深源物质上侵,地壳基性度偏高,出现了前坪、汤泉等 I 型及 I-S 过渡型花岗岩类并有与之有关的银顶格、龙凤场、上京、建爱等铁、硫铁、铅锌等矿床。华安地区上地壳厚度大,有利于形成地壳重熔、改造型花岗岩及与之有关的钨、锡、钼等亲氧元素的矿产,如华安洋竹径、金山、龙岩中甲等钨、锡、钼、铋等矿产。

5.2 内生金属矿成矿规律分析

众所周知,内生金属矿成矿作用是十分复杂的,其制约条件也是多方面的。在找矿难度越来越大的情况下,充分发挥深部构造及物化探研究成果在成矿预测中的作用显得更加重要。从前节的论述中可以看出,我省内生金属矿床的形成和空间展布与深部地质因素关系密切,特别是区域性的深断裂带、断裂交织的构造结、莫霍面变异地段、地幔凸凹边缘的围限断裂、软流圈顶面的局部隆起、“幔根”异常、地壳基性度变化及不同成因岩浆岩等,它们共同构成了我省深部地质构造控制矿床形成的基本因素。阐明深部构造控矿条件,更有利于全面分析、研究和掌握区域矿床分布规律,指导普查找矿和科研工作,以及提高矿产预测和科学找矿的效果。

5.2.1 成矿密集区的圈定

根据上述深部构造控矿条件,结合已知矿床(点)成群出现、成区集中的分布特征和前人研究成果,我们圈出浦城、政和、赤路、明溪、建宁、大田、德化、莆田、紫金山、钟腾、建瓯、龙岩、龙渡、上白石、顺昌、洪田、闽清等 17 个成矿密集区。这些成矿密集区前九个落在“构造结”上,有两个与幔凸凹边缘围限断裂相对应。断裂交汇地区,构造岩浆活动强烈,成矿条件优于其它地区。从已知资料看,各成矿密集区都不是单一矿种,而呈现复合叠加性质,它们都具有多矿种、多成因类型、多物质来源特点,显然这与上述地质条件有关。看来在同一成矿密集区内的不同矿化类型,彼此之间有一定的成生联系,只是由于不同的构造空间位置、不同的岩浆活动条件和围岩性质的差异,以及地球物理、地球化学环境的改变,而导致极为复杂的矿化特征。这些问题有待进一步综合研究才能解决。

5.2.2 区域成矿带的划分

区域成矿带是深部构造、区域地质、区域成矿作用和区域成矿规律的综合反映,成矿带的划分应力求正确地反映客观实际,并在部署地质普查工作中起到指导作用。我省内生金属矿产的空间展布规律是十分明显的,它们不但成群出现、成区集中,而且也成带展布。我们认为对矿床成带展布起关键性作用的是横贯全省的三条北西向地壳断裂带,主要依据是:

① 上述三条北西向断裂带是我省深部构造和大地构造分区的围限断裂,是构成我省南北分块的基础,具有区域性、方向性、长期性、继承性特征,对地壳的演化发展起到控制作用。

② 断裂带有一定宽度,切割深度较大,一般多深达莫霍面,局部切穿地壳进入上地幔,为幔源成矿物质参与成矿作用创造了条件。

③ 从总体上看北西向断裂带属张性,毫无疑问,它对岩浆活动起到构造诱导、提供通道作用。据地质力学分析,其孕育、形成和发展过程是十分复杂的,而这种发展过程对成矿元素的活化、迁移、富集是十分有利的。北西向断裂带和多组断裂交织形成的构造结,应该属低压地区,构造环境相对开放,有利于成矿物质的汇聚,在适当的地球物理、地球化学环境下,即可形成有工业价值的矿床。

④ 据有关文献报道:澳大利亚研究结果表明,四组大型线性构造中北西西一组的控矿作用特别重要,著名的卡尔古金矿与之有关。有人将上述理论引入北美,也得到相当满意的结果,霍姆洛金矿、霍姆斯塔克金矿等恰好位于北西西巨型构造线上。我省北西向构造带与上述北西西向构造虽然不完全一致,但追溯其地壳发展历史,在早古生代可能同属一个古陆,可称“同胞兄弟”。超级古陆解体后,经过长距离的大陆漂移和构造变动,两地构造线不完全一致是可以理解的。因此借鉴上述理论来预测我省北西向成矿带的远景仍然具有积极意义。

根据上述研究结果,以三条北西向断裂带为骨干,可将我省大部分成矿密集区划分成三个规模宏大的区域成矿带,即北部成矿带(崇安—宁德),中部成矿带(建宁—湄洲湾),南部成矿带(上杭—云霄)。

由于本文研究重点是深部构造,再加上我们掌握的资料有限,所以以上论述的问题多属宏观性质,图面所圈定的成矿带和远景区的边界也是示意性质。因此在实际工作中尚应结合 1:20 万及 1:5 万区域调查资料具体落实。以上问题在新一轮的成矿远景区划和找矿工作中应该受到充分重视。

6 结论与建议

“福建省地壳—上地幔结构及深部构造背景研究报告”是收集我省物化探大队建队三十多年特别是近十年来有关我省区域和深部物探资料,开展与深部地质构造有关的专题研究编写而成。它是福建省比较全面系统地论述福建省深部地球物理—深部地质构造的一份基础性科研报告。本文将取得的主要成果归结如下:

(1) 编制了一套全省磁性、电阻率、密度、热参数等综合区域物性图表,提出了一份较全面的区域物性基础资料供参考和使用。

(2) 收集、整理了有关重力、航磁、人工爆破地震、大地电磁测深、地热流、遥感等资料。根据需要开展了有关方法的资料数据处理及解释应用研究,包括:

① 在利用地震速度剖面、建立我省地壳层块密度初始模型的拟合计算中,引用了多边形组合体正演计算程序。

② 在新一轮的莫霍面计算中,充分利用爆破地震测深资料作控制,采用了趋势加残差的电算处理方法。

③ 引用了重力规格化总梯度法,探索了方法的作用效果,并应用在成果解释中。

④ 探讨了应用最大熵功率谱求取磁性界面的办法,并计算了我省磁性下界面的深度。

⑤ 对不同单位的大地电磁测深成果,我们选择了“区带剖面”,并对中科院、成都地院为主

的资料进行了统一计算和解释。

⑥ 对不同单位的人工地震剖面成果,以“区带”剖面为主,进行了统一分层的探索。

(3) 对我省地壳、上地幔结构进行了详细划分,建立了新的圈层结构综合模式。

根据爆破地震资料,我省地壳为上、中、下三层结构,有七个速度层,其中上地壳三层,中、下地壳各二层。地壳平均厚度为 31.5 km,平均速度 (\bar{V}_p) 6.3 km/s。其中上、中、下地壳平均厚度分别为 10.6 km、11.3 km、9.6 km;平均速度分别为 5.94 km/s、6.30 km/s、6.76 km/s,并总结了各层厚度与速度的变化特点。在东部沿海,中地壳普遍见低速层,平均厚度 3.26 km,平均波速 5.95 km/s,而在西部仅在下地壳局部见到。

根据大地电磁测深资料,得出我省 MT 曲线类型。在岩石圈(100 km)范围内可划分为 KHK(五层)和 KHKHK(七层)二种,以五层为主。以五层为例分别为:中低阻表层、地壳高阻层、壳内高导层、壳幔高阻层及上地幔高导层等。

首次提出了我省地壳—上地幔各圈层的物质组成,编制了地震波速-岩性变化-构造层密度相关一览表,初步建立了我省地壳—上地幔综合柱状图表。

由于我省经历了复杂而强烈的地质构造运动,并有频繁多期次火山岩浆活动,导致了地层的褶皱和推覆,深部至表层岩浆岩的交互叠置,因此剖面上反映的密度层不是单一地质因素,而是各种岩性叠置与混合,根据地震划分的各壳层,对其物质成分仅仅提出了各种岩性的可能组合主次。上地壳一、二层系参考地表地质、物探及有关物性资料划分其不同岩性组合,三层多为变质岩及各类岩体,并以花岗质为主(酸性);中地壳以变质岩及与其成因联系的岩浆岩为主并具有过渡性质(中性为主,局部偏基或偏酸);下地壳以麻粒岩相为主(基性偏中);莫霍面在清流以东是由多个速度不等的薄层组成。

上地幔可分三层,即尖晶石二辉橄榄岩、尖晶石石榴子石二辉橄榄岩、石榴子石二辉橄

榄岩。

壳内低速及高导层多出现在中地壳，二者大多相吻合，而也有单独出现，不同地段分别是滑移层、破碎带、岩层部分熔融、脱水相变混合岩化或花岗岩化以及存在壳内热源体等原因造成。

对上地幔高导层，估算了其固相线在 $1\ 300^{\circ}\text{C}$ 左右，相当于软流圈和岩石圈的分界面温度。论证了我省联合陆壳的雏形是在印支期（约 225 Ma）形成。

（4）根据莫霍面特征进行深部构造分区，以福安—南靖、松溪—长汀断裂为界分为三个带：Ⅰ 闽东地幔陡坡带、Ⅱ 闽中地幔拗陷带、Ⅲ 闽西北地幔缓隆带。并以建宁—湄洲湾断裂为界进行南北分块。

Ⅰ 带是我省地壳活动最为复杂和强烈的地带，包括东部沿海并延入海域，地壳向沿海减薄，基性度增高，Ⅰ 型花岗岩发育呈面状分布，并出现基性岩带。南部中地壳低速层发育，北部下地壳出现壳幔异常，并有福州—闽清—南靖—漳州的高热流地带及其东部低热流区。

Ⅱ 带地壳增厚，并有古田、华安二处幔凹及上覆地壳中的环状构造，从爆破地震、大地电磁测深和航磁、重力等资料反映了在永安—大田、漳平一带，中地壳增厚，区内保存了相对较稳定的沉积-变质地层，局部地段可能有太古界地层赋存。永安一带莫霍面微隆，存在上地幔底辟上侵，深部热流上涌，壳内温度增高，一些层位基性度增高，并在热动力变质作用下形成了广泛分布的 S 型花岗岩，而Ⅰ 型花岗岩则沿一些深断裂呈线性分布。

Ⅲ 带地壳厚度减薄，保存了北东东走向的扬子—加里东古构造形迹，带内莫霍面总体起伏平缓，存在顺昌、宁化幔凸，其西北尚有浦城、崇安幔凹。“区带剖面”反映了以清流为界，Ⅱ、Ⅲ 带的莫霍面具有明显的差异。

对于上地幔构造，根据部分地区大地电磁测深成果及地震层析资料提出：

① 在东部沿海同安—莆田一带，软流圈顶面存在大于 180 km 的深凹陷，而与深凹陷相对应其上存在古俯冲事件的残迹（保留了一个较完整的板块俯冲模式）。推测残留的古板块是印支运动末期古海峡板块向福建联合陆块俯冲的产物，古海沟位置大概在滨海岩石圈断裂带附近。喜马拉雅期菲律宾海板块是在更深部影响我省。

② 在西部存在软流圈顶面的低缓隆起，其影响原因是复杂的，它既可能是东部俯冲事件的影响结果，也包含了存在更早期（扬子晚期）俯冲事件的残迹。对于早期俯冲事件的存在，是结合了大地电磁测深、爆破地震、地表地质、同位素年龄及火山岩包体等资料综合厘定的。分析结果表明，莫霍面以上的深部构造特征是与软流圈的特征相对应的，反映了两者存在极为密切的成因联系。

对“区带剖面”进行了再解释，并着重探索了我省存在与古板块事件有关的四个主要大型推覆构造，它们是：东部滨海逆冲构造、阳山推覆构造、永安推覆构造、宁化推覆构造等，组成了我省基本构造类型之一。

（5）根据综合物探标志，圈定了我省的深断裂，主要有岩石圈断裂两条，地壳断裂 10 条。其走向以北东、北西向为主，其次为南北向，而基底和盖层断裂尚有南北、东西、北北东、北东东向等多组。推断的断裂构造，如滨海、松溪—长汀、福安—南靖、平潭—诏安及建宁—湄洲湾、崇安—宁德、上杭—云霄等岩石圈断裂，地壳断裂是在综合前人成果后进一步确定的，并在位置、产状、切割深度以及对地质构造演化、火山岩浆活动、成矿控制作用等方面

都提供了较丰富的进一步论证新资料。

新圈定的华安、古田环状构造是与莫霍面凹陷相对应,新确定的建阳—顺昌、永安—上杭断裂等对找矿具有较重要的意义。

(6) 利用岩石地球化学 A/NKC 、 C/ACF 、 $K/(K+Na)$ 三个参数及航磁异常对我省花岗岩类进行了成因分类,划分为 I、S 和过渡型。利用重磁资料重新圈定了岩体,进而对全省花岗岩类进行了成因分带,并指出在不同深部构造背景上具有不同特征。I 带以 I 型为主,呈面状分布,是与古板块活动及深断裂有直接联系。II 带以 S 型为主, I 型次之, III 带主要是 S 型。这是由于中生代古俯冲事件的存在,以及距离俯冲带位置的不同,因而产生了不同成因花岗岩类。

(7) 以板块构造理论为主导,结合断块构造学说,对我省大地构造单元进行了新的划分。以松溪—长汀、滨海岩石圈断裂带为界,将我省划属于武夷山、戴云山两个古板块,其东与台湾古板块毗邻。而在省内加上福安—南靖、平潭—诏安地壳断裂又可将全省划分为闽西北断隆带、闽中断陷带、闽东断隆带和滨海逆冲断隆带等四个北东向构造带;再以崇安—宁德、建宁—湄洲湾、上杭—云霄断裂带为界又进一步可将北东向构造带分割成六个次一级断块。这就是我省大地构造东西分带、南北分块的基本格局。同时提出了闽东沿海存在陆缘古裂堑的新认识。

我省的大地构造主要特征是:层块与带块相结合的地壳结构模式;阶段性的大地构造发展特征;地壳结构的垂向和横向的不均匀性;深部构造对浅层构造具控制作用等。

研究认为,福建地壳演化历史主要反映在扬子晚期—加里东期和印支末期—燕山期两次历史性的俯冲—仰冲、碰撞事件,特别是后一次地质事件波及福建省大部分地域,对我省中生代以来岩浆活动、变质作用和大地构造格架的形成起到了决定性的作用。

福建地壳增生过程其基本特点可归纳为:以闽西北古陆为核心,不同时代、不同沉积类型由西北向东南、由内陆向大洋迁移;断块逆冲拼贴是我省陆壳增生另一形式;多期次岩浆活动给地壳增添大量物质,为陆壳扩展、增厚发挥了巨大作用。

(8) 分析我省已知中、大型内生金属及部分非金属矿床与深部构造的关系得出,主要矿床多分布在幔凹或幔凸边缘的梯度较陡地段,或在梯级带的扭曲突出端,受与幔凸、幔凹有成因联系的断裂、环状断裂控制,并多赋存于多组断裂构造复合处。而重要矿床密集区又多是在与深断裂复合、与环状断裂构造交切、有壳—幔或壳层异常反映的即有深部物质交流的地区。笔者提出了深断裂、幔凸凹边缘的围限断裂、构造结、莫霍面变异地段、软流圈顶面的局部隆起、壳幔及幔根异常、基性度变化及不同成因岩浆等是我省深部地质构造控制矿床形成的基本要素。基于上述认识,在全省圈出了 17 个成矿密集区(成矿远景区),划分了三个北西向成矿带,为部署进一步综合研究和地质找矿工作提供了依据。

参 考 文 献

- [1] 福建省地质矿产局. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1985.
- [2] Ф·С·莫伊谢延科. 深部地质学原理. 北京: 地质出版社, 1981.
- [3] 张培琴等. 最大嫡功率谱计算磁源深度方法应用初探. 物探与化探, 1989, 13 (1).
- [4] 石应骏等. 福建地区深部电性分布的某些特征. 成都地质学院学报, 1989, 16 (1).
- [5] М·И·伏拉罗维奇等. 高温高压下岩石和矿物物理性质的研究. 北京: 地震出版社, 1982.
- [6] 王懋基等. 我国地壳深部构造的区域特征. 物探与化探, 1981, 5 (4).
- [7] 刘国栋、陈乐寿. 大地电磁测深研究. 北京: 地震出版社, 1984.
- [8] 金性春. 板块构造学基础. 上海: 科学技术出版社, 1984.
- [9] 张维权. 福建燕山期高钾钙碱质系列的地球化学特征、岩石成因及构造背景. 福建地质, 1989, 8 (2).
- [10] 周祖翼. 东南沿海基底研究述评. 福建地质, 1989, 8 (1).
- [11] 关玉祥等. 初论福建推覆构造. 福建地质, 1989, 8 (4).
- [12] 中国科学院南海海洋研究所、福建省海洋研究所. 台湾海峡西部石油地质地球物理调查研究. 北京: 海洋出版社, 1989.
- [13] 刘若新等. 中国几个地方的石榴石二辉橄榄岩捕房体研究. 岩石学报, 1985, 1 (4).
- [14] 周国藩等. 东南陆缘的卫重异常及其形成机制初探. 福建地质, 1989, 8 (4).
- [15] 廖其林等. 福州—泉州—汕头地区地壳结构爆破地震研究. 地球物理学报, 1988, 31 (5).
- [16] 李春昱. 板块构造学说中的几个基本问题. 板块构造基本问题. 北京: 地震出版社, 1986.
- [17] 张文佑. 断块构造导论. 北京: 石油工业出版社, 1984.
- [18] 李根坤等. 福建省同位素年龄及其区域地质构造意义. 福建地质, 1988, 7 (2).
- [19] 李根坤. 福建基底时代的探讨. 福建地质, 1989, 8 (3).
- [20] 陈耀安、曾婉芬. 地幔碎块——莆田长基超基性岩体. 福建地质, 1983, 2 (3).
- [21] 任纪舜等. 华南大地构造的几个问题. 科学通报, 1986.
- [22] 黄辉等. 平潭—南澳变质岩带 Sm-Nd 年代学研究及其大地构造意义. 福建地质, 1983, 2 (3).
- [23] 王乃文. 中国冈瓦纳研究的兴起及与板块构造有关的几个关键古生物地理问题. 中国地质科学院院报第 10 号. 北京: 地质出版社, 1984.
- [24] 陈耀安、王培宗. 福建省区域地球物理、地球化学的基本特征及内生金属矿特点的探讨. 福建地质, 1982, 1 (2).

Crust-Upper-Mantle Structure and Deep Structural Setting of Fujian Province

Wan Peizong Chen Yaoan Cao Baoting Pan Jindian Wang Changyan

(Fujian Institute of Geological Exploration Techniques, Fuzhou, 350011)

Abstract

The paper focuses on the discussion of important geological problems about the crust-upper-mantle and deep structural setting of Fujian Province. Some important information about the crust-upper-mantle structure and deep structural setting are acquired after analyzing the regional and deep geophysical prospecting data and associated geological data. The crust in Fujian Province can be divided into the up-

per, middle and lower layers in which there exist seven velocity layers and the crust-mantle is grouped into seven electrical layers, in view of which the synthetic column of the crust-upper-mantle (lithosphere) and the synthetic model of layer-sphere structure are established. There are the lithosphere type, crust-type, basement-type and cover-type faults in Fujian Province, among which there occur seven major faults. The tectonic framework of Fujian Province possesses the characteristics of zoning in the EW direction and blocking in the SN direction. The mantle in Fujian Province from east to west is divided into abrupt slope zone, down-wrapped region and gently uplift and the top of lithosphere into deep depression, narrow doming and uplift. It is inferred that Shongxi-Changting and Binhai^① palaeo-subduction belts divide Fujian Province and its neighbouring regions into three palaeoplates (Wuyi, Taiyun and Taiwan) and four related tectonic units. There are relics of Indosinian palaeosubduction event in the Tongan-Putian area of southern Fujian. The genetic types of granites in Fujian Province are divided into the I-type, S-type and transitional type. After studying four large-scale related nappe structures and three ring-like structures, and palaeoaulacogen structure in volcanic terrain of eastern Fujian, the authors make a discussion on the relations of deep structures with plate motion and of deep structures with endogenetic metallic ore-deposit. Finally, we present seven essential factors of controlling the ore-deposit formation in Fujian Province, and outline three major mineralization prospective belts and seventeen prospect areas, which provide the basis for the further geological exploration.

Key words: crust-upper-mantle structure, deep structure, Fujian Province, regional tectonics

① It is located at the littoral area of eastern Fujian.