

第 30 届国际地质大会论文集



第 4 卷

岩石圈构造 和深部作用

单文琅 主编



地 质 出 版 社

第 30 届国际地质大会论文集

第 4 卷

岩石圈构造和深部作用

单文琅 主编

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 简 介

本卷论文集收录了第30届国际地质大会(北京,1996年8月)“岩石圈构造和深部作用”专题讨论会上发表的16篇论文,内容基本上包括了专题讨论会上涉及的各项主题,反映了当代关于岩石圈构造和深部作用的最新研究成果。本书可供地质学、地球物理学等有关学科的科研人员和教学人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

岩石圈构造和深部作用/单文琅主编.-北京:地质出版社,1999.4

(第30届国际地质大会论文集;第4卷)

ISBN 7-116-02750-5

I. 岩… II. 单… III. ①岩石圈-地质构造-国际学术会议-文集②岩石圈-深成作用-国际学术会议-文集 IV. P583-53

中国版本图书馆CIP数据核字(1999)第02466号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路29号)

责任编辑:钟 编 周继荣

责任校对:关风云

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092 1/16 印张:8.625 字数:199000

1999年4月北京第一版·1999年4月北京第一次印刷

印数:1—500册 定价:20.00元

ISBN 7-116-02750-5
P·1977

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前 言

1996年8月在北京举行的第30届国际地质大会上,召开了“岩石圈构造和深部作用”专题讨论会。该专题讨论会涉及的论题包含七个方面的内容:下地壳性质和壳幔交换;岩石圈的三维模型和四维变换;地幔的各向异性和地幔流变学;岩石圈的地热流、热点、地幔柱和热构造;全球地学断面;大陆科学钻探和中国科学钻探的选址;岩石圈构造、组成和造山带动力学。

本卷论文集所选录的16篇论文,基本上代表了第30届国际地质大会上该专题讨论会涉及的各项论题。作者们的论证和观点,反映了当代关于岩石圈构造和深部作用的最新研究成果,并将对地球科学中这一重要领域的进一步研究起到积极的促进作用。

由于有一篇论文的作者未能提供中文文稿,因此在中文版论文集出版时只能译出其论文题目及摘要,以便读者与英文版对照参考。

编 者

目 录

下地壳性质与壳幔交换·····	邓晋福,吴宗絮,赵海玲,罗照华,曹永清(1)
宁德—湖口地学断面下地壳的物质组成和时代——地球化学、Nd 同位素和捕获锆石 年龄证据·····	赵凤清,金文山,甘晓春,孙大中(8)
秦岭和华北岩石纵波速度及其对地壳低速层成因的启示·····	····· 赵志丹,高山,骆庭川,张本仁,谢鸿森,郭捷,许祖鸣(18)
地壳和上地幔的弹性——一种新观点·····	····· F. Wenzel, K. Fuchs, U. Enderle, M. Tittgemeyer(26)
非线性解析反演与遗传算法的结合反演方法·····	周辉,何樵登(36)
各向异性介质中弹性波方程的有限差分格式及其稳定性条件·····	····· 杨顶辉,滕吉文,张中杰(43)
中国满洲里—绥芬河地学断面热结构·····	金旭, Ehara Sachio, 许惠平(52)
芬兰全球地学断面(GGT/SVEKA 断面)研究·····	K. Korsman, T. Korja, P. Virransalo(63)
横穿欧亚(俄国部分)的全球地学断面(从摩尔曼斯克到阿尔泰)·····	····· A. S. Egorov, V. M. Terentiev, N. K. Bulin, A. P. Kropachev, V. V. Roose, A. V. Egorkin, S. L. Kostychenko, L. N. Solodilov(73)
中国下扬子及邻区岩石圈结构构造特征及油气资源评价·····	····· 陈沪生,张永鸿,徐师文,闫吉柱,郭念法,朱铤(81)
中国大陆科学钻探(CSDC)的最新进展·····	刘广志(96)
5000m 科学钻孔施工设想技术方案·····	张 伟(105)
南美大陆边缘(20°~29°S)的重力场·····	H. -J. Götze, A. Kirchner(110)
接收函数与青藏高原岩石圈构造·····	吴庆举,曾融生(116)
青藏高原的岩石圈均衡、挠曲和上地幔强度(摘要)·····	王勇,冯锐(123)
澳大利亚大陆尺度的线性构造——深源构造复活的证据及其经济含义·····	····· C. I. Elliott, I. Campbell, E. B. Joyce, C. J. Wilson(124)

下地壳性质与壳幔交换

邓晋福 吴宗絮 赵海玲 罗照华 曹永清

(中国地质大学, 北京 100083)

摘 要 基于岩石学途径, 结合地球物理模型、岩石 V_p 和 V_s 实验或计算资料, 本文提出中国三个大地构造单元的壳幔岩石学结构。从洋壳经大陆边缘到大陆碰撞带, 随陆壳厚度的快速增加, 下地壳的矿物相从正常的火成岩或绿片岩相经角闪岩相和麻粒岩相到榴辉岩相, 与此相应的是, 其组成从玄武质经安山质到花岗质, 这一组成趋势称为“花岗岩化作用”。这是由于玄武质榴辉岩壳再循环回到地幔的结果。然而, 从大陆碰撞带到克拉通或经大陆裂谷作用到洋壳, 地壳厚度、下地壳的矿物相和组成呈相反方向的发展, 这一组成趋势称为“基性化作用”。这是由于来自地幔的玄武岩岩浆底侵进入下地壳的结果。

关键词 下地壳 壳幔交换 岩石学结构 花岗岩化作用 基性化作用

1 引言

一般认为, 新的洋壳在洋中脊形成, 它常由三层构成, 即层 1——薄的沉积盖层, 层 2——玄武质熔岩, 层 3——辉长岩或辉绿岩。大陆壳则认为主要是伴随陆核与克拉通的生成, 形成于前寒武纪。显生宙新生的陆壳形成于岛弧和活动大陆边缘。然而, 与大陆地壳, 特别是下地壳的性质和形成有关的某些问题仍无定论: ①大陆地壳双层结构模型已被三层结构模型^[15]取代, 大陆壳的三层结构模型主要是基于厚度 30~40km 的正常或减薄陆壳地区的研究而获得的, 三层结构模型能否适用于厚度达 70~80km 的加厚陆壳区, 如青藏高原; ②陆壳总组成类似于安山质或英安质^[3, 21, 23], 然而从地幔分出的新生陆壳物质是玄武质组成, 如何解释这一差异; ③一般认为上、下陆壳分别为花岗质和辉长质(或闪长质)组成, 然而剥露于加拿大地盾的上、下地壳(平均的麻粒岩相地区)在组成上是相似的, 为花岗质或英安质组成, 那么在组成上, 下地壳与上地壳是类似的还是有区别的; ④不同构造环境的地区, 其陆壳组成是类似的还是有差异的; ⑤在陆壳加厚或减薄的过程中, 陆壳岩石学是否发生改变; ⑥什么样的作用过程控制下地壳的性质; ⑦什么地方得以实现壳幔之间的交换, 以及如何实现壳幔交换。我们试图讨论这些问题, 下地壳的性质和壳幔交换, 将以中国大陆作为实例, 然后, 把陆壳与洋壳、岛弧地壳进行比较。

2 研究壳幔岩石学结构的途径

与 P 波结构和密度结构类似, 岩石学结构(petrological structure)的提出^[27], 是为了强调采用岩石学手段研究地壳和地幔。研究地壳和地幔结构的岩石学途径主要来自三个方面:

①剥露的深部地壳岩石,甚至是地壳断面的剥露,主要是前寒武纪变质岩;②被岩浆或构造作用带到地表的壳、幔捕虏体或碎块;③岩浆源区的化学和物理学信息。大约 70%~90% 的现存大陆壳物质形成于约 25 亿年前^[21]。太古宙变质岩形成之后,大陆壳物质及其结构常常被后期岩浆和构造事件改造和变异,这在建立岩石学结构时是必须考虑的。上述途径的综合研究可建立壳幔岩石学结构,其中,岩石学相平衡、地质温压计以及矿物-硅酸盐熔体平衡热力学研究是建立岩石学结构模型的关键^[9]。

地球物理学途径主要包括 V_P 和 V_S 资料。矿物与岩石的 V_P 和 V_S 的实验测定是岩石学与地球物理学途径之间的纽带。岩石学途径与地球物理学途径的联合可对壳幔岩石学结构提出更好的约束^[15,8,24]。

3 壳幔岩石学结构

与岩石圈尺度的大地构造分区^[14]相适应,中国大陆的壳幔岩石学结构可分出三个类型:中国东部大陆裂谷型;中国中部克拉通型;和青藏喜马拉雅陆内造山型,列于表 1 和表 2。

Fountain 的陆壳三层结构模型^[15],主要基于 V_P 和岩石学研究,获得了广泛的接受^[16,24],即上、中、下陆壳分别由绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相岩石构成。陆壳三层结构可分出两个类型,大陆裂谷型和克拉通型,见表 1^[27]。最近的研究表明,青藏-喜马拉雅陆内造山带的陆壳有 4 层结构(表 2)^[12,13]。为了与三层结构模型进行比较,我们把包括山根在内的加厚的下地壳称为第 4 层。

表 1 壳幔岩石学结构模型

大陆裂谷带 (华 北)					克拉通 (鄂尔多斯)						
深度 km	分 层		岩 石 学	V_P	V_S	深度 km	分 层		岩 石 学	V_P	V_S
				km/s						km/s	
0	地壳	上	绿片岩相 花岗闪长质	6.1	3.45	0	地壳	上	绿片岩相 花岗质	5.8	3.55
20		中	角闪岩相 花岗闪长质	6.4 6.1	3.75 3.62	20		中	角闪岩相 花岗质	6.1	3.68
		下	麻粒岩相 闪长质 玄武质	6.5 7.2	3.80			40	下	麻粒岩相 花岗闪长质 高压麻粒岩相 花岗闪长质	6.4 6.7
40	上岩石圈		尖晶石相二辉橄榄岩,少量 方辉橄榄岩、纯橄岩、辉石岩	7.9 8.1	4.45	40	上地幔		尖晶石相方辉橄榄岩与纯 橄橄榄岩	8.0 8.25	4.4
60	地幔		L/A			60	地幔 岩石圈		石榴子石相方辉橄榄岩与 纯橄橄榄岩	8.35	4.2
80	上地幔		约含 7% 玄武质熔浆的二 辉橄榄岩	7.6	4.20	80			L/A 可能在约 200km 深度		
100			石榴子石相二辉和方辉橄 榄岩	8.25	4.12	100					

注:1. M 为莫霍面,L/A 为岩石圈/软流圈界面。
2. 据吴宗絮等^[27]简化。

表 2 青藏-喜马拉雅陆内造山带壳幔岩石学结构模型

无岩浆底侵作用 (祁连和喜马拉雅)					有岩浆底侵作用 (巴颜喀拉和冈底斯)						
深度 km	分 层		岩 石 学	V_P	V_S	深度 km	分 层		岩 石 学	V_P	V_S
				km/s						km/s	
0	地壳	上	绿片岩相 花岗质	5.7 6.1	3.15	0	地壳	上	绿片岩相 花岗质	4.7 6.0	2.61 3.43
20		中	角闪岩相 花岗质	5.8	3.65	20		中	角闪岩相 花岗质	5.75	3.85
40		下	麻粒岩相 花岗质	6.4	3.75	40		下	麻粒岩相 花岗质	6.3	3.33
60		加厚下	高压麻粒岩相 花岗闪长质	6.8	3.85	60		加厚下	高压麻粒岩相 花岗质	6.5	3.8
80		山根	榴辉岩相 花岗质		4.15	80		山根	榴辉岩相 闪长质	7.4	3.98 4.56
100	上地幔岩石圈	玄武质榴辉岩盖层 石榴子石橄榄岩		8.1	4.45	100	上地幔岩石圈	玄武质榴辉岩盖层 石榴子石橄榄岩		8.15	4.65
		L/A $\approx$ 150km (祁连)						L/A $\approx$ 200km(巴颜喀拉) L/A $\approx$ 120km(冈底斯)			

注: 1. M 为莫霍面, L/A 为软流圈/岩石圈界面。

2. 据邓晋福等^[14]简化。

基于麻粒岩相与榴辉岩相的相转换边界的温压条件^[4,17,28],以及青藏-喜马拉雅造山带某些地区的地温^[19,20],可以推测,在约 35~40km 深度,斜方辉石消失,高压麻粒岩相(HPGF)形成,在约 45~60km 深度,斜长石消失,榴辉岩相形成。因此,我们提出加厚大陆壳的 4 层结构模型,而不是 Fountain 的三层结构模型。大约 40km 以下的第 4 层称为加厚的下地壳,一般来说,如果深度大于 45~60km 和达到榴辉岩相^[13,14],它就包含山根在内。

众所周知,大陆壳主要由石英和长石构成。实验测定^[1,2]表明,石英 V_P 较小但 V_S 较大,然而,长石相反, V_P 较大 V_S 较小。因此,为了建立更好的模型,我们引入矿物的 V_P 和 V_S 。由矿物的 V_P 和 V_S 数据可计算出岩石的 V_P 和 V_S ^[13,14],一般来说,它与实验测定值是吻合的^[1,2,15,18,25]。

通过地球物理模型(表 2)、计算和实验测定的 V_P 和 V_S 之间的比较,可以推测包含山根在内的加厚下地壳成分为花岗质。

由表 1 可以看出,克拉通块体(鄂尔多斯)在约 80km 深度出现较低的 V_S 值,但那个深度上 V_P 并不减小。上地幔内较低的 V_S 常被某些地质学家看作软流圈的指示,但 V_P 并没有指示软流圈的存在。基于矿物 V_P 和 V_S 数值的简单的计算,表明:当从尖晶石相向石榴子石相橄榄岩相转变时, $\Delta V_P = +0.199\text{km/s}$, $\Delta V_S = -0.227\text{km/s}$,由此可以认为,约 80km 深度处较低的 V_S 和较高的 V_P 是由于相转变引起的^[27]。

4 下地壳的性质

表 1 显示,克拉通块体与大陆裂谷带的下地壳在岩石学与 V_P 和 V_S 上有大的差异。大陆

裂谷带的下地壳岩石学组成是闪长质,壳底为玄武质。克拉通块体下地壳由花岗闪长质组成。中国东部大陆裂谷带广泛分布含上地幔橄榄岩包体的新生代玄武质火山作用^[6,5,11]。岩石学研究及矿物-硅酸盐熔体平衡热力学计算表明,单斜辉石、歪长石和石榴子石巨晶在新生代玄武岩中广泛分布,从位于壳底的岩浆房中形成了单斜辉石-歪长石-石榴子石堆晶岩^[7,8]。玄武质组成的基性麻粒岩和单斜辉石-歪长石-石榴子石堆晶岩是与壳底的高 V_P 符合的。这样,我们可以推测,东部大陆裂谷带的壳底的基性组成是由于玄武岩岩浆的底侵(underplating)而形成。与克拉通块体下地壳的花岗质组成比较,中国东部下地壳组成显示了大陆壳的“基性化作用”(“basification”),它是由于大陆裂谷作用时期玄武质岩浆底侵作用的结果。

青藏-喜马拉雅造山带的壳幔岩石学结构可分出两个亚类型:巴颜喀拉和冈底斯有岩浆底侵作用;祁连和喜马拉雅无岩浆底侵作用(表2),前者有具较高 V_P 的山根,它与新生代以来在地表有钾玄质(shoshonitic)或安山质系列的火山喷发相符合;后者有花岗质组成的山根,因而祁连山地表无新生代火山喷发,喜马拉雅山新生代只有与陆内俯冲作用有关的白云母或二云母花岗岩活动,而没有来自地幔的岩浆底侵作用^[14]。从表2可清楚看出,陆壳平均组成是花岗质的,不管是否有岩浆底侵作用,山根都不是玄武质组成的。然而,地质研究表明,在碰撞造山以前,壳内含有玄武质岩石,新生代钾玄质或安山质系列火山喷发暗示新生代时期有来自地幔的玄武质底侵作用。因此,产生了这样一个问题,玄武质的物质从地壳中跑到哪里去了?这又是一个什么样的机制?

为了回答上述问题,我们提出了一个模型^[13],示于图1。依 $p-T$ 条件,玄武质组成的榴辉岩比花岗质组成的榴辉岩形成的深度要浅。在主要由花岗质物质构成的陆壳内,500℃等温面,一般地符合于塑性与脆性变形的边界,这一边界大致位于约20~25km深度^[26]。在陆壳环境下,当花岗质下地壳呈塑性状态时,下地壳的玄武质仍保持比较脆性的习性。在地壳加厚的作用过程中,位于中地壳底面之下的花岗质壳可形成一个塑性流,而玄武质岩石可能碎裂,并与花岗质塑性流一起往更深处流动(图1a),同时,在不同深度上,花岗质与玄武质物质通过高压麻粒岩转变为榴辉岩。当挤压应力减弱,玄武质榴辉岩碎块必定从花岗质塑性

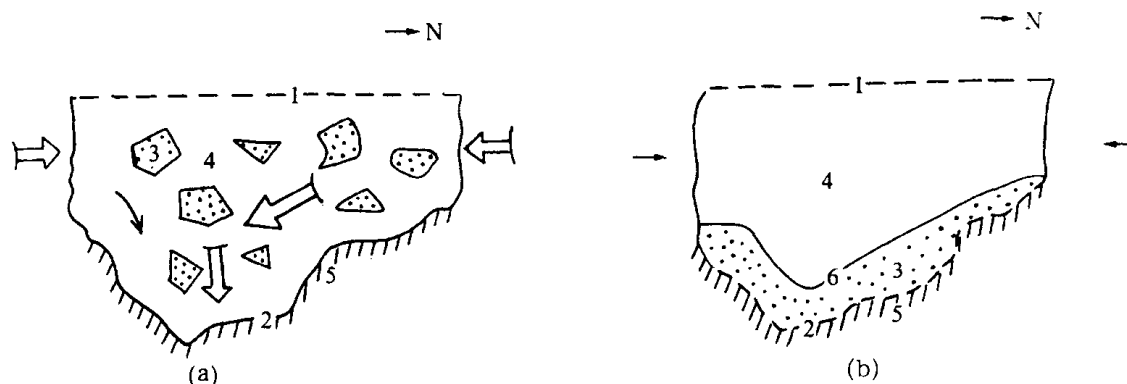


图1 地壳深部物质的分异作用(a),和新莫霍面的形成(b)^[13]

1—中地壳底界; 2—古莫霍面; 3—玄武质组成的榴辉岩; 4—花岗质组成的榴辉岩和高压麻粒岩;
5—橄榄岩; 6—新莫霍面

流中分离,并下沉堆积在古莫霍面之上,这是因为玄武质榴辉岩的密度大于花岗质高压麻粒岩和榴辉岩的原因(图 16)。因为,玄武质榴辉岩与上地幔橄榄岩之间的密度差异远小于玄武质榴辉岩与花岗质榴辉岩(或称榴辉岩相的花岗质岩石)之间的密度差异,地震波速和密度的突然变化的界面必定转移到玄武质榴辉岩堆积体与花岗质榴辉岩或高压花岗质麻粒岩之间的界面处,因此,新的莫霍面形成于山根带的花岗质或闪长质榴辉岩与上地幔最顶部的玄武质榴辉岩顶盖之间(图 1b)。这样,我们可以说,在造山作用过程中,陆壳发生“花岗岩化作用”(“granitization”),这是由于玄武质榴辉岩地壳再循环返回地幔的结果。

用克拉通壳幔岩石学结构作为一个参照系统(表 1),可清楚地看出,对于中国的三个构造单元来说,上地壳和中地壳的厚度是类似的(表 1、2),但是下地壳,包括加厚的下地壳和山根带的厚度差异很大。由拉伸应力造成的东部大陆裂谷带是一个减薄的下地壳,而挤压应力造成的青藏-喜马拉雅造山带是一个加厚的下地壳,由此,可以推测,大陆下地壳,包括加厚下地壳和山根带具有塑性性质。大陆地震的震源主要集中于 10~20km 的深度,它暗示浅部陆壳的脆性和刚性性质以及深部陆壳的韧性和塑性性质。实验资料表明,对花岗质岩石来说,脆性与韧性的边界大约在 500℃等温面处,以及在大陆地壳内地震震源位于 500℃等温面之上,同样暗示,浅部与深部陆壳分别具有脆性和韧性性质。

由上,我们可以得出一个结论,构造环境是控制陆壳矿物和岩石学组成、性质与厚度的基本因素。

5 壳幔交换与地壳演化

可以认为,邻近壳幔界面(莫霍面)的地带是壳幔交换的一个最佳和主要场所:在这里,源于地幔的玄武质岩浆底侵进入地壳;玄武质榴辉岩在这里从地壳再循环返回地幔。大洋俯冲和陆内俯冲作用分别被看作为浅部地壳再循环返回地幔和深部地壳的主要机制。大陆内深部地壳的塑性物质流,可看作为固态下地壳物质重力分异的一个最佳环境。在大陆壳底的底侵岩浆池(或海)可看作为壳幔之间物质和热交换的最佳场所,亦是壳幔岩浆混合、结晶分异和重力分异的最佳场所。导源于岩浆底侵作用的壳底高 V_P 、高 V_S 层的厚度在中国东部约 7~8km,巴颜喀拉和冈底斯约 20km(表 1、2)。由此可以推测,从地幔产生的新生地壳物质对总地壳厚度的贡献约为 20%~25%。从地质时间尺度来看,新生代以来这么一个短暂时间内,如此大量的地幔物质加入到地壳中,足以表明岩石圈减薄作用作为构造活动的动力源的巨大影响。

岩石学相平衡和实验表明,玄武质和花岗质岩浆可分别看作上地幔和地壳物质系统的低熔组分(minimum-melt composition)。众所周知,玄武质物质是导源于上地幔的新生地壳,花岗质物质是源于玄武质或闪长质地壳物质的再生地壳。我们可以把花岗质地壳看作壳幔物质系统分异作用的最终产物,把玄武质地壳看作壳幔物质系统分异作用的初始产物。

从洋壳经过岛弧和大陆边缘弧到大陆碰撞造山带,地壳厚度快速增加。下地壳的矿物相从正常火成岩或绿片岩相经过角闪岩相和麻粒岩相转变为榴辉岩相,与此相适应,其组成从玄武质经过闪长质转变为花岗质,这个演化趋势代表壳幔物质系统的分异作用过程。然而,当地壳减薄时,从陆内造山带的崩塌(collapse)开始,往两个方向演化,一是形成正常厚度的地壳,并转变为构造上稳定的克拉通;另一个方向是地壳继续减薄,形成大陆裂谷,以至于边

缘海和洋壳的形成。随地壳的减薄,矿物相和岩石学组成均呈相反的演化趋势,从花岗质经过安山质(花岗质+玄武质)转变为玄武质地壳,这是一个地壳“基性化作用”的过程,代表源于地幔分异作用的新生物质加入到地壳中的结果。

一般来说,从玄武质到花岗质的壳幔物质分异过程可比喻为,把玄武质组成分裂为两个端元组分:长英质(felsic)端元(花岗质)留在地壳内;而超镁铁质(ultramafic)端元再循环返回地幔。因此,陆壳的“花岗岩化作用”可看作为由于地壳的超镁铁质和镁铁质物质重新返回地幔的再循环作用过程。相反,地壳的“基性化作用”是一个地幔物质添加到地壳的过程,对于大陆地壳来说这是一个物质混合作用的过程,它是与物质分异作用过程相反的一个作用过程。图2展示了上述作用过程和陆壳演化。

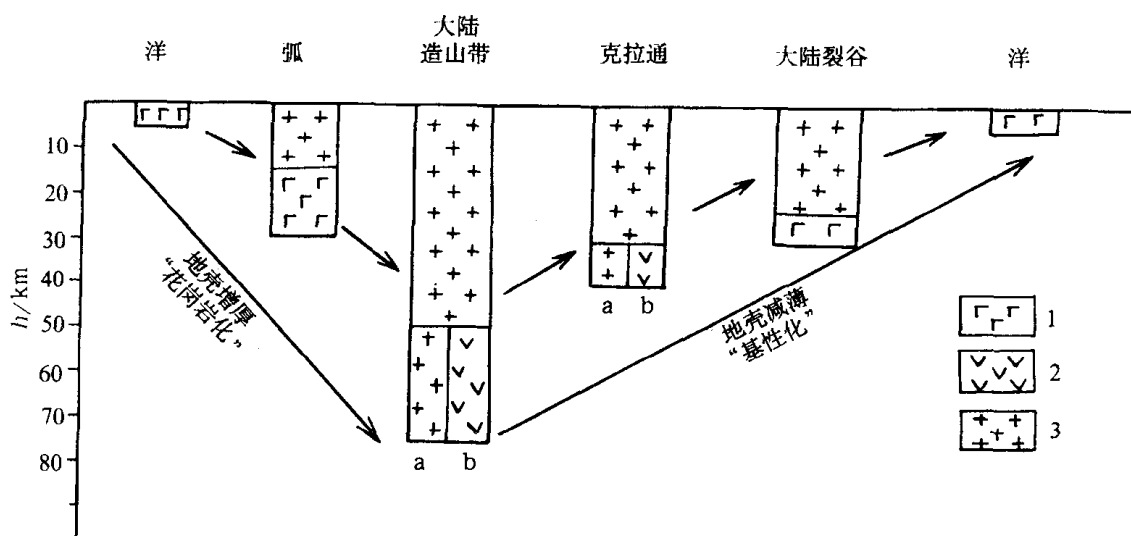


图2 地壳演化示意图

1—玄武质; 2—安山质; 3—花岗质

地球自板块构造机制有效以来,通过局部熔融作用玄武质岩浆从地幔中分出并上升,或沿洋中脊形成洋壳,或进入大陆,底侵于壳底。然后,通过俯冲作用,洋壳再循环返回地幔。在造山作用过程中,在陆壳底的底侵玄武质岩浆房内,通过结晶分离作用镁铁质组分可再循环返回地幔,花岗质或闪长质组分留在地壳内;或者固态玄武质物质通过榴辉岩化再循环进入地幔,导致大陆壳的“花岗岩化作用”。太古宙陆壳形成的方式可能不同于显生宙,但物质分异作用的趋势是相同的,即太古宙的英云闪长岩-奥长花岗岩陆壳(一般地,与安山质符合)演化为元古宙的花岗闪长岩-花岗岩陆壳(与花岗岩符合)。

看来,随着壳幔物质系统的前进式(progressive)分异作用,大陆花岗质端元形成愈来愈多,陆壳组成离地幔组成愈来愈远。随着壳幔物质的混合作用过程,最终形成洋壳,地壳组成靠近地幔组成。通过壳幔物质的分异作用与混合作用两种机制,壳幔交换以螺旋循环(spiral cycling)而发展,然而,随时间推移,花岗质大陆的增加可能是一个总趋势。

致谢 这一工作由中国国家自然科学基金和中国地质矿产部基础研究项目共同资助。

参 考 文 献

- [1] F. Birch. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kb. *Jour. Geophys. Res.*, 1961, 66, 2199~2224.
- [2] N. I. Christensen and D. M. Fountain. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocity in granulite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, 86, 227~236.
- [3] K. C. Condie. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon Press, 1982.
- [4] 邓晋福. 岩石学相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1987.
- [5] 邓晋福. 大陆裂谷岩浆作用与深部过程. 见: 中国东部新生代玄武岩与上地幔研究. 池际尚主编. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, 201~218.
- [6] Jinfu Deng, Molan E. and Fengxian Lu. Neozoic basalts in northeast China and their relation to continental rift tectonics. 27th IGC Abst. N (08,09), 1984, 289~290.
- [7] 邓晋福, 鄂莫岚和路凤香. 中国东北地区上地幔组成、结构及热状态. *岩石矿物学杂志*, 1987, 6, 1~10.
- [8] 邓晋福, 路凤香, 鄂莫岚. 汉诺坝玄武岩岩浆的成因和上升的 p - T 路线. *地质论评*, 1987, 33, 317~324.
- [9] 邓晋福, 叶德隆, 赵海玲, 汤德平. 下扬子地区火山作用、深部过程与盆地形成. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992.
- [10] 邓晋福, 赵海玲, 吴宗絮等. 中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动. *现代地质*, 1992, 6, 267~274.
- [11] 邓晋福, 赵海玲, 叶德隆等. 中国东部新生代火山的迁移与大陆裂谷的扩张和大陆漂移. *石油实验地质*, 1993, 15, 1~9.
- [12] Jinfu Deng, Shaocong Lai, Hailing Zhao et al. Petrological record of multiple intracontinental subduction orogeny, Himalaya-Gangdise. *INDEPTH Workshop*, 1994, 16~19.
- [13] 邓晋福, 吴宗絮, 杨建军等. 格尔木-额济纳旗地学断面走廊域地壳-上地幔岩石学结构与深部过程. *地球物理学报*, 1995, 38(I), 130~144.
- [14] 邓晋福, 赵海玲, 莫宜学, 吴宗絮和罗照华. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996.
- [15] D. M. Fountain. The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones, northern Italy: A cross-section of the continental crust——new evidence from seismic velocities of rock sample. *Tectonophysics*, 1976, 33, 145~165.
- [16] D. M. Fountain and M. H. Salisbury. Exposed cross-section through the continental crust: Implication for crustal structure, petrology and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, 56, 263~277.
- [17] J. R. Holloway and B. J. Wood. *Simulating the Earth: experimental geochemistry*. Unwin Hyman, 1988.
- [18] H. Kern. P - and S -wave velocities in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and effect of rock microstructure. In: *High-pressure researches in geoscience*. Schweif, Verlag, 1982, 15~45.
- [19] 沈显杰, 张文仁, 杨淑贞等. 青藏高原地体热流与构造-热演化. *地质专报*, 1992, 5(14).
- [20] 沈显杰, 杨淑贞, 沈继英. 格尔木-额济纳旗地学断面走廊域热流研究和分析. *地球物理学报*, 1995, 38(I), 86~97.
- [21] S. R. Taylor and S. M. McLennan. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Sci. Pub., 1985.
- [22] 王懋基, 程振炎. 均衡异常与地壳结构. *地质学报*, 1982, 56, 51~61.
- [23] B. L. Weaver and J. Tarncy. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 1984, 310, 575~577.
- [24] 吴宗絮, 郭才华. 冀东陆壳结构的岩石学模型. *地震地质*, 1991, 13, 369~376.
- [25] 吴宗絮, 郭才华. 冀东地壳岩石地震波速的高温高压实验研究. *地球物理学进展*, 1993, 8, 206~212.
- [26] 吴宗絮, 邓晋福. 华北大陆 500℃等温面和地震. *中国地球物理学会年刊*, 1994, 113.
- [27] 吴宗絮, 邓晋福, 赵海玲等. 华北大陆地壳-上地幔岩石学结构与演化. *岩石矿物学杂志*, 1994, 13, 106~115.
- [28] P. J. Wyllie. *Plate tectonics and magma genesis*. *Geol. Rund.*, 1981, 70, 128~153.

宁德—湖口地学断面下地壳的物质组成和时代

——地球化学、Nd 同位素和捕获锆石年龄证据

赵凤清 金文山 甘晓春

(天津地质矿产研究所, 天津 300170)

孙大中

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

摘 要 宁德—湖口断面东起福建省宁德市, 西至江西省湖口市, 穿越了华夏地块和扬子地块东南缘。华夏地块出露的最老的结晶基底为 2400~2000Ma 古元古代岩石, 扬子地块最老的结晶基底为 2200~2000Ma 的古元古代岩石。这些基底岩石已遭受角闪岩相(华夏地块)或高绿片岩相-低角闪岩相(扬子地块东南缘)变质作用的改造, 大体代表了断面穿越两地块的中地壳特征。火成岩的 t_{DM} 和火成岩中捕获和/或继承锆石年龄变化于 2750~2500Ma, 有些达 3100Ma, 揭示了下地壳的年龄信息。华夏地块的大量花岗质岩石为 S 型且具负的 ϵ_{Nd} 值, 表明下地壳物质组成主体为长英质成分。华夏地块加里东期花岗质岩石的 ϵ_{Nd} 值为 -11~-8, 而燕山期花岗质岩石的 ϵ_{Nd} 为 -6~-1, 显示出随着时代的演化, 华夏地块下地壳的物质组成由“富花岗质”(富集型)向“贫花岗质”(贫瘠型)方向演化, 这主要是受地壳分异作用以及地幔物质添加作用的影响。扬子地块东南缘的花岗质岩石和酸性火山岩虽然主体仍以过铝 S 型为主, 但其 ϵ_{Nd} 值变化于 -6~+4 之间, 表明扬子地块的下地壳有较多的地幔物质加入, 造成其下地壳的成分成熟度低于华夏地块。

关键词 宁德—湖口断面 下地壳的成分和时代 华夏地块 扬子地块 t_{DM} 捕获锆石年龄

1 引言

探讨大陆下地壳的时代和物质组成是一项十分艰难的研究工作, 这主要是由于大陆地壳的形成具有十分复杂的历史和过程, 同时人们也缺乏对深部地壳不均匀性的深入了解。近些年来在探讨下地壳信息方面已做了较多的尝试, 如地震反射和衍射方法^[4,14]、岩浆岩的深源包体的研究^[12,13]以及对出露的深部地壳剖面的研究^[1,2]。下地壳的物质组成和结构并不是一成不变的, 往往随时代演化发生很大变化, 那么怎样才能描绘这一动力学过程呢? 地球化学, 尤其是同位素地球化学, 可以用作一种探针来剖析这个过程。本文主要通过地质、地球化学和地质年代学的综合研究来探讨宁德—湖口断面下地壳的性质。

2 宁德—湖口地学断面的地震波速结构

近些年来,华南已相继完成了宁德—湖口^[15]、温州—屯溪^[18]、泉州—黑水^[11]数条地学断面(图1),其中宁德—湖口断面东起福建的宁德,经政和、崇安、乐平,至江西的湖口,穿越了华夏地块和扬子地块两大构造单元。地震波速结构揭示出断面走廊的地壳厚度约为30km,可划分出上、中、下地壳,界限约在10km和20km。上地壳的 V_P 为4.6~6.0km/s,密度为2.67~2.75g/cm³,主要由沉积岩、花岗质岩石和板岩、千枚岩之类的变质岩石组成。中地壳 V_P 由6.06km/s到6.25km/s,密度由2.79g/cm³到2.85g/cm³,主要由角闪岩相变质的岩石组成,其中在断面的东端(政和以东)在14km至17km深度之间,存在低速层($V_P \approx 5.9$ km/s),很可能属滑脱构造层性质。下地壳的 V_P 为6.30~7.15km/s,和长英质-镁铁质麻粒岩的 V_P 一致。下地壳的上部 $V_P \leq 7.0$ km/s,和酸性-中性麻粒岩的 V_P 吻合^[14],下地壳的底部 $V_P > 7.0$ km/s,表明其成分偏镁铁质成分,指示有较强烈的地幔物质添加。

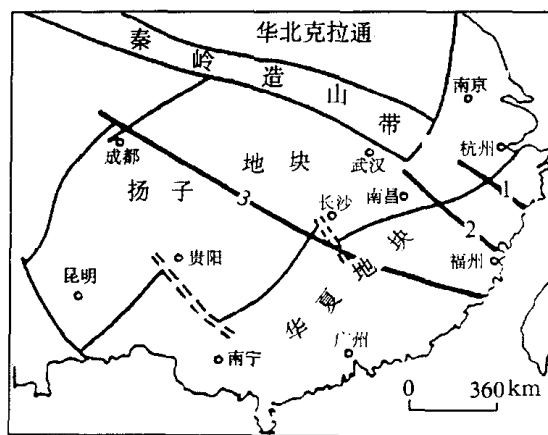


图1 华南构造格架及地学断面位置略图
断面1、2、3分别代表温州—屯溪、宁德—湖口和泉州—黑水断面

3 断面走廊的变质基底

华夏地块的变质基底包括了三大构造层(图2):古元古代的麻源群、中元古代的马面山群和新元古代—早古生代的长汀超群(或称之为长汀浅变质岩系)。

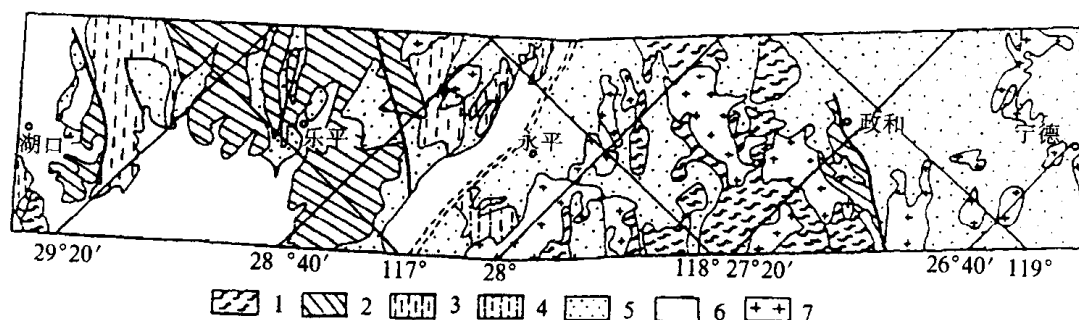


图2 宁德—湖口地学断面走廊地质略图,主要表示变质基底的分布及特点
1—古元古代地层; 2—中元古代地层; 3—新元古代地层; 4—新元古代—早古生代地层; 5—寒武纪—白垩纪地层; 6—第四纪; 7—花岗质岩石

麻源群主要由黑云斜长片麻岩、石榴黑云斜长片麻岩、石榴云母片岩、云母石英片岩、夹斜长角闪岩和大理岩。这套岩石已遭受角闪岩相变质作用的改造,其 $p=400\sim 650\text{MPa}$, $T=550\sim 680^\circ\text{C}$ ^[7],表明其埋深大致由 16km 至 24km。麻源群上部的岩石流体包裹体以 H_2O 为主,而下部则主要为 $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ 。麻源群地层至少遭受四期变形,前两期为韧性-塑性流变机制共轴叠加的平卧(或等斜)褶皱,大量的颗粒锆石 U-Pb 测年数据表明其时代为 2400~2000Ma^[3]。

马面山群与麻源群多呈构造接触关系,主要由变质的双峰式细碧-角斑岩(岩性为绿帘斜长角闪岩和钠长变粒岩)、十字石榴云母片岩、云母石英片岩、大理岩和石英岩。这套地层已遭受高绿片岩相—低角闪岩相变质作用的改造。同位素年龄值显示马面山群成岩时代为 1400~1000Ma。

长汀超群呈构造关系和麻源群接触,为一套绿片岩相变质的岩石组合,下部岩性为斜长云母石英片岩、石英黑云片岩,上部为浅变质的粉砂岩、长石石英砂岩、板岩、千枚岩和杂砂岩。

综上所述,麻源岩的岩石组合大致反映了宁德—湖口断面东段华夏地块的中地壳的特点,长汀超群可能代表上地壳褶皱基底的特点,马面山群分布比较局限,从特点上看可能处于中地壳和上地壳的过渡带。

在扬子地块的东南缘,变质基底包括古元古代的星子群和中元古代的双桥山群(图 2)。星子群出露于庐山附近,主要由十字石榴黑云片岩、石榴云母片岩、云母石英片岩和黑云斜长变粒岩组成,夹有斜长角闪岩、石英岩和不纯大理岩。岩石的变质程度为高绿片岩相—低角闪岩相,其 $T=530\sim 600^\circ\text{C}$, $p=400\sim 570\text{MPa}$,估计埋深大约在 15~20km,由此推测星子群岩石组合反映了扬子地块东南缘中地壳的特点。颗粒锆石 U-Pb 年龄表明其时代为 2200~2000Ma。

双桥山群和星子群呈构造接触,主要由绢云母板岩、千枚状板岩、变质粉砂岩、杂砂岩和凝灰质板岩为主,夹有双峰式细碧角斑岩建造,岩石主体遭受低绿片岩相变质,局部达高绿片岩相,年龄为 1700(?)~1000Ma。

4 断面的下地壳时代

沿断面走廊未见麻粒岩地体出露,因此下地壳的时代主要依靠 Nd 的模式年龄(t_{DM})和火成岩的捕获锆石年龄进行示踪研究。锆石是一种硅酸盐矿物,从理论上它应从 SiO_2 饱和-过饱和岩浆中结晶,因此岩浆岩中捕获/或继承锆石时代揭示出深部长英质基底的时代信息。基性岩的 t_{DM} 可以用来粗略估计“早期造壳时代(early crust formation age)”,而长英质火成岩的 t_{DM} 可以解释为源岩的地壳滞留年龄(residence age)。

4.1 华夏地块下地壳的时代

前人对该区火成岩的同位素测年工作已发现一些大于 2500Ma 的年龄,朱玉磷(1985)发表的新桥花岗闪长岩的微量锆石 U-Pb 年龄为 2713Ma,尔后,又相继报道了一些老的 U-Pb 年龄信息:汤湖花岗岩年龄 2516Ma^[9],清湖岩体 2642Ma^[10],德化花岗岩 3051Ma 年龄^[17]。最近周新华(1992)在江绍断裂附近陈蔡群斜长角闪岩中获得了 $(3125\pm 184)\text{Ma}$ 的全岩 Sm-Nd 等时线年龄,这些年龄值多落在 2750~2500Ma 区间内,少数点达到 3100Ma,揭

示出华夏地块下地壳形成时代的信息。使用颗粒锆石 U-Pb 测年也发现华夏地块存在 2415~2589Ma 的年龄(表 1),进一步佐证在华夏地块深部存在 2750~2500Ma 的长英质基底。

表 1 断面走廊火成岩的捕获锆石 U-Pb 分析

同位素原子数比值 ^①								表面年龄/Ma		
$\frac{w(U)}{10^{-6}}$	$\frac{w(Pb)_{tot}}{10^{-6}}$	$\frac{m(Pb)_{com}}{10^{-12}g}$	$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb}$	$\frac{{}^{208}Pb}{{}^{206}Pb}$	$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{238}U}$	$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{235}U}$	$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{206}Pb}$	$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{238}U}$	$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{235}U}$	$\frac{{}^{207}Pb}{{}^{206}Pb}$
F937,福建建瓯中元古代石英角斑岩										
807	248	—	16943	0.1	0.2943(30)	5.784(60)	0.1431(2)	1670	1940	2258
1418	324	—	4962	0.3	0.2138(21)	3.930(38)	0.1331(2)	1246	1625	2142
683	410	—	406	0.1	0.4167(43)	8.974(98)	0.1561(5)	2240	2410	2415
307	158	—	215	0.1	0.3691(80)	6.900(252)	0.1361(30)	2025	2090	2172
F042,福建吴墩新元古代变粒岩										
—	—	—	—	—	0.1951(48)	4.659(133)	0.1732(21)	1149	1760	2589
F320,福建泰宁新元古代角斑岩										
712	128	8.6	3726	0.1399	0.1627(7)	2.700(65)	0.1203(27)	972	1328	1961
F9305,福建洋口燕山期花岗岩										
37	31	110	114	0.0208	0.4781(51)	10.788(370)	0.1636(52)	2519	2505	2494
J522,江西省星子古元古代斜长角闪岩										
136	337	—	30	0.4079	0.5234(199)	13.91(145)	0.1927(188)	2714	2743	2765
J9328,江西省星子古元古代斜长角闪岩										
101	36	11	1831	0.0736	0.3260(19)	7.029(124)	0.1564(25)	1819	2115	2417
J147,江西省玉琮山晋宁期花岗岩										
179	116	93	576	0.0893	0.5398(20)	14.245(84)	0.1914(9)	2782	2766	2754
62	32	11	1441	0.0392	0.4737(24)	12.838(100)	0.1966(12)	2500	2668	2798
J160,江西省九岭晋宁期花岗岩										
60	80	610	32	0.0462	0.2982(130)	4.320(1006)	0.1050(234)	1682	1697	1716
J001,江西省广丰新元古代流纹岩										
51	16	13	654	0.1107	0.2711(20)	5.584(149)	0.1494(37)	1546	1914	2339
43	16	18	341	0.1275	0.3006(29)	5.381(305)	0.1298(69)	1694	1882	2096
J93113,江西万年中元古代凝灰质板岩										
190	67	2.4	17332	0.0758	0.3348(13)	6.513(44)	0.1411(8)	1862	2048	2240
J9367,江西障公山中元古代角斑岩										
269	99	4.1	13526	0.0918	0.3456(13)	6.930(31)	0.1454(4)	1913	2103	2293
J9363,江西障公山中元古代细碧岩										
39	12	2.4	3111	0.1287	0.2924(24)	4.274(194)	0.1060(45)	1654	1688	1732
J106,江西登山新元古代流纹岩										
77	16	21	428	0.144	0.1748(13)	2.429(164)	0.1008(64)	1039	1251	1638
43	18	39	242	0.1124	0.3082(32)	6.496(256)	0.1529(56)	1732	2045	2378

①误差为 2 σ ;②对空白和稀释剂已作校正;③对空白、稀释剂和初始铅已作校正。

华夏地块的花岗岩分布非常广泛,侵位时代从古元古代延续至中生代,其元素地球化学和同位素地质化学特点显示出 S 型花岗岩特征,表明这些花岗岩主体是由深部长英质基底深熔作用的产物。因此花岗岩可以视为一种探针来分析下地壳时代和成分。

中条期花岗质岩石(1900 $\pm$ 100)Ma 的 t_{DM} 为 2602~2674Ma(表 2,图 3),其 $f_{Sm/Nd}$ 和 ϵ_{Nd} 变化很小,表明其同位素组成基本上没受到后期 AFC 过程的明显影响,因此 2600~2700Ma 大致可看作中条期花岗质岩石的源岩时代。

表2 华夏地块 Sm、Nd 同位素分析数据

样品号	地 点	$\frac{w(\text{Sm})}{10^{-6}}$	$\frac{w(\text{Nd})}{10^{-6}}$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$t_{\text{DM}}^{\text{Ma}}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	地质时代 Ma	参考文献
中条期花岗岩										
S1-W	浙江	16.50	90.30	0.11054	0.511352	2641	-0.44	-3.1	2000	[16]
S2-W	浙江	7.25	38.88	0.11284	0.511374	2668	-0.42	-3.2	2000	
S3-W	浙江	20.09	116.50	0.1045	0.511275	2603	-0.47	-3.0	2000	
S3-P	浙江	1.09	6.12	0.10727	0.511323	2602	-0.45	-2.6	2000	
S3-G	浙江	7.71	39.81	0.11721	0.511447	2674	-0.40	-3.0	2000	
加里东期花岗岩										
FZ-2	福建	3.640	15.938	0.1381	0.512016	2277	-0.30	-8.8	450	[19]
FZ-6	福建	2.593	12.398	0.1265	0.511900	2176	-0.36	-10.4	450	
F3017	福建	5.4181	29.4836	0.11116	0.511269	1400	-0.43	-6.01	450	[5,6]
F3403	福建	8.2222	41.891	0.12016	0.51154	1800	-0.40	-9.41	401	
JNG-001	江西			0.12604	0.512005	1983	-0.36	-8.5	426	本文 黄标等 (1993)
JW-33150	江西			0.11944	0.511955	1925	-0.39	-9.2	422	
JLA-1	江西			0.11208	0.512086	1593	-0.43	-5.9	450	
JYW-75	江西			0.11879	0.511905	1993	-0.40	-10.4	400	
JCZ-1	江西			0.11011	0.512048	1618	-0.44	-6.3	450	
J92048	江西	5.734	27.262	0.1272	0.512098	1848	-0.35	-6.6	450	
J93-22	福建	7.978	43.220	0.1116	0.511982	1739	-0.43	-7.9	450	
J-19	福建	6.589	33.539	0.1185	0.511998	1800	-0.40	-1.79	535	
F-1	福建	5.80	32.60	0.1075	0.511423	2500	-0.45	-12.4	470	
T _{Nd1}	福建	3.2071	15.623	0.1235	0.512135	1711	-0.37	-5.6	450	
T _{Nd4}	福建	2.826	14.895	0.1142	0.511692	2224	-0.42	-13.8	450	
燕山期花岗岩										
F93-20	福建	6.154	36.954	0.1007	0.511814	1787	-0.48	-14.7	120	本文
F93-5	福建	7.744	37.734	0.1241	0.511984	1984	-0.36	-11.8	120	
F-ch-H	福建	12.535	39.420	0.19235	0.512344	5679	-0.02	-5.7	120	[5,6]
F-ch-D	福建	7.4453	22.765	0.19884	0.512594	5751	-4.8	-0.014	120	
F-3107	福建	2.252	13.069	0.104329	0.512374	1081	-0.46	-3.8	120	[8] [10] [5,6] [10]
F-Y-H	福建	4.7554	23.013	0.1245	0.512325	1408	-0.36	-5.0	120	
F-3156	福建	6.7377	39.797	0.10241	0.512378	1057	-0.48	-3.7	120	
F-2h-s	福建	5.8988	36.401	0.098024	0.512325	1086	-0.50	-4.7	116	
F-N-sh	福建	3.3815	21.908	0.093576	0.512374	985	-0.52	-3.7	116	
F-3153	福建	0.6925	6.3854	0.065602	0.512448	723	-0.66	-1.8	116	
BJ-123-82	台湾	5.90	28.96	0.1241	0.512390	1292	-0.37	-3.8	116	
BJ-123-82	台湾	6.41	31.32	0.1249	0.512402	1282	-0.36	-3.6	116	
CM22	福建	3.80	21.93	0.1046	0.512249	1260	-0.47	-6.3	110	
CM24	福建	6.64	36.54	0.1098	0.512270	1290	-0.46	-5.7	110	
CM27	福建	6.62	37.62	0.1064	0.512285	1230	-0.46	-5.1	110	
F-3068	福建	4.5674	22.716	0.12163	0.512314	1382	-0.38	-5.4	98	[5,6]
F-3367	福建	7.111	42.228	0.10902	0.512243	1319	-0.45	-6.6	98	
F-3067	福建	3.1368	18.491	0.10261	0.512280	1193	-0.48	-5.8	99	[10]
Qu-1	福建	3.482	15.408	0.136700	0.512458	1368	-0.31	-2.8	91	
F-K-Q	福建	5.957	22.717	0.15863	0.512460	1903	-0.19	-3.1	91	
F-3371	福建	8.171	30.647	0.16192	0.512474	1982	-0.17	-2.8	91	
F-K-H	福建	3.3762	20.115	0.10153	0.512482	908	-0.48	-2.0	91	
F-JD	福建	5.1265	35.270	0.08775	0.512433	868	-0.56	-2.8	91	
CM-11	福建	10.28	41.19	0.1509	0.512482	1620	-0.23	-2.6	90	
CH-14	福建	5.36	20.65	0.1568	0.512560	1740	-0.20	-2.2	90	