

江西相山火山—侵入杂岩及中基性脉岩形成时代研究

范洪海¹⁾, 王德滋²⁾, 沈渭洲²⁾, 刘昌实²⁾, 汪相²⁾, 凌洪飞²⁾

1) 核工业北京地质研究院, 100029; 2) 南京大学地球科学系, 210093

内容提要:单颗粒锆石 U-Pb 同位素定年结果表明,在相山西部(尤其是邹家山矿床)两火山旋回的界面之间,存在另一类潜火山岩的侵位,其形成年龄为 136.0 ± 2.6 Ma,岩性为潜流纹英安斑岩;相山火山—侵入杂岩中心相碎斑熔岩中的花岗质“团块”属潜火山岩,其形成年龄为 134.2 ± 1.9 Ma。火山期后的潜石英二长斑岩及煌斑岩脉的形成年龄分别为 129.5 ± 2.0 Ma 及 125.1 ± 3.1 Ma,从而揭示相山地区的伸展、裂解作用从早白垩世就开始了,明显早于浙、闽沿海地区。

关键词:锆石 U-Pb 定年;伸展作用;裂解作用;火山—侵入杂岩;中基性脉岩;江西相山

前人对江西相山火山—侵入杂岩的形成时代曾进行过较为详细的研究(方锡珩等,1982;陈迪云等,1994),但大都采用 K-Ar 稀释法、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法及全岩—矿物的 Sm-Nd、Rb-Sr 等时线法,因此,所测的年龄数据大小不一、精度也各不相同。陈小明等(1999)仅对相山边缘相碎斑熔岩及潜火山岩采用了单颗粒锆石 U-Pb 法(稀释法)测定其形成年龄,因而,至今本区精细的同位素定年工作还不够系统,尤其是中心相碎斑熔岩中的花岗质“团块”、潜石英二长斑岩及煌斑岩脉的 U-Pb 同位素定年数据尚无相关文献报道。鉴于 U-Pb 同位素体系的封闭温度为 $700 \pm 50^\circ\text{C}$ 、对酸性岩采用 U-Pb 法定年可获得更可信的形成年龄(Claoue-Long et al., 1991; Scharer et al., 1992; Zheng et al., 1996; Lee et al., 1997),为此,本文进一步采用单颗粒锆石 U-Pb 稀释法对潜流纹英安斑岩、中心相碎斑熔岩中的花岗质“团块”及火山活动期后的潜石英二长斑岩与煌斑岩脉进行定年,以便为查明相山火山—侵入杂岩的演化提供确切的年代学数据,并为解决与相山矿田铀成矿作用有关的基础地质问题提供重要的依据。

1 地质概况

江西相山火山—侵入杂岩体地处扬子板块与华南加里东褶皱带的接合部位,同时又位于北东向赣

杭构造火山岩带与近南北向大王山—于山花岗岩带的交汇部位。火山活动具有两个明显的旋回:第一旋回呈裂隙式喷发,形成中酸性流纹英安岩(打鼓顶组);第二旋回呈中心式喷发,形成一套酸性火山熔岩—碎斑熔岩(鹅湖岭组)。碎斑熔岩又可分为三个岩相:边缘相、过渡相及中心相。中心相含有大小不一的花岗质“团块”。在大规模火山活动期后,产生环盆的火山塌陷构造,潜火山岩沿环盆断裂、推复构造面及各种层间离张断裂充填,形成环状潜火山岩岩墙(图1)。另在火山塌陷作用强烈地段(邹家山矿床等),在两火山旋回界面之间见有潜流纹英安岩侵位,但这类潜火山岩空间分布具有一定的局限性,仅在相山西部局部地段发现。区域性伸展、裂解作用导致中基性岩浆上侵,在相山地区主要表现为潜石英二长斑岩及煌斑岩脉的穿插(范洪海等,2001)。

2 样品和测试方法

在室内初步研究基础上,选取新鲜全岩样品,经破碎、淘洗、磁选和重液选,分离出锆石,然后在双目镜下挑选出晶形好、无裂隙的岩浆结晶锆石进行年代学研究。样品由天津地质矿产研究所同位素实验室李惠民研究员分析;铀、铅含量采用 ^{205}Pb - ^{235}U 混合同位素稀释法测定;同位素比值测定采用 VG-354 质谱计;全流程本底 Pb 为 0.050ng , U 为

注:本文为“973”项目(编号 G1999043211)、国家自然科学基金重点项目(编号 40132010)和南京大学成矿作用国家重点实验室开放基金资助成果。

收稿日期:2004-01-29;改回日期:2004-06-18;责任编辑:刘淑春。

作者简介:范洪海,男,1963年生。研究员,博士,主要从事火成岩岩石学及同位素地球化学研究。通讯地址:100029,北京市9818信箱;电话:010-64964552;Email:fh270@263.net。

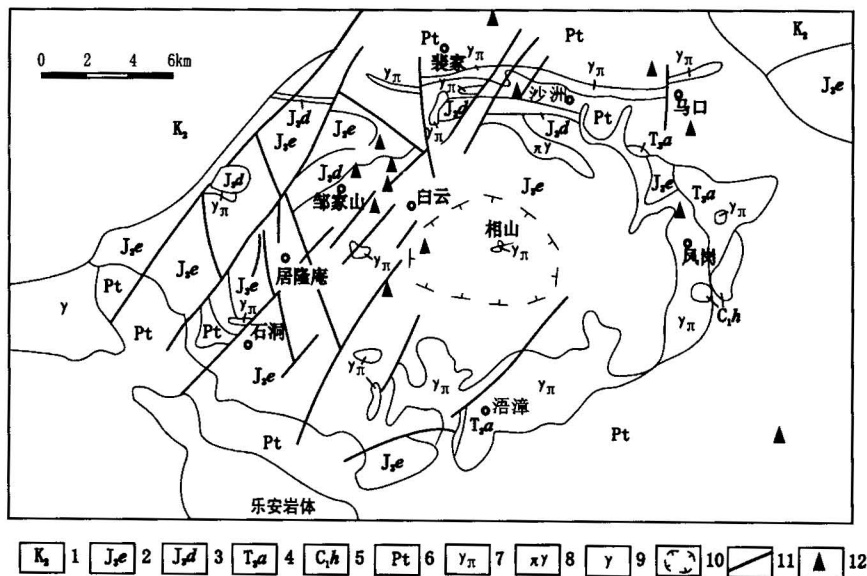


图1 相山地区地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Xiangshan area

1—晚白垩世砂砾岩;2—鹅湖岭组下段晶屑、玻屑凝灰岩、上段碎斑熔岩;3—打鼓顶组下段粉砂岩、上段流纹英安岩;4—安源组砂岩、砂砾岩;5—华山岭组砂岩、石英砂岩;6—元古宙变质岩;7—潜花岗岩闪长斑岩;8—潜斑状花岗岩闪长岩;9—加里东期花岗岩;10—火山颈(推测);11—断裂;12—取样位置

1—Late Cretaceous sandy conglomerate; 2—crystalloclastic and vitric tuff, porphyroclastic lava of Ehuling Formation; 3—siltstone and rhyodacite of Daguding Formation; 4—sandstone and sandy conglomerate of Anyuan Formation; 5—sandstone and silicarenite of Huashanling Formation; 6—Proterozoic metamorphic rock; 7—sub-granodioritic porphyry; 8—sub-porphyrific granodiorite; 9—Caledonian granite; 10—volcanic neck; 11—fault; 12—sampling location

0.002ng(详细分析流程见刘敦一等,1988);分析结果列于表1。年轻锆石中放射成因 ^{207}Pb 的丰度仅为放射成因 ^{206}Pb 的丰度的1/20左右,导致前者的测量精度较差,使计算的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值往往不能反映岩石真实的形成年龄。由于本文所测定的对象均为中生代火山岩,因此,本文采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄代表其形成年龄,并优先采用谐和的锆石数据,以使获得的年龄值更为精确、可信。

3 结果和讨论

3.1 潜流纹英安斑岩

在相山西部,尤其是在邹家山矿区,见有潜流纹英安斑岩呈舌状体穿插到碎斑熔岩中。曾有人认为是“构造夹持体”,但由于它与碎斑熔岩之间是一种明显的侵入接触关系(图2),因此它应代表另一期潜火山岩的侵入。由表1所列数据可知,无论是同一锆石颗粒的三组表面年龄,还是不同锆石颗粒的同一组表面年龄,在分析误差允许范围内都是一致的(图

3),表明锆石自形成以来对放射成因铅基本保持封闭,尤其是点号2锆石颗粒的三组表面年龄完全一致,因此其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $136.0 \pm 2.6 \text{ Ma}$ 应代表潜流纹英安斑岩的真实形成年龄。该年龄值明显晚于碎斑熔岩的单颗粒锆石U-Pb年龄(140.3 Ma)(陈小明等,1999)以及碎斑熔岩的全岩Rb-Sr等时线年龄(140 Ma)(陈迪云等,1994)。这表明该地段确实存在一期晚于碎斑熔岩的潜火山成因的流纹英安质岩浆活动。

3.2 碎斑熔岩中心相花岗质“团块”

相山碎斑熔岩中的花岗质“团块”仅见于中心相,而过渡相及边缘相都不存在。关于花岗质“团块”的形成时代一直是国内地质界(尤其是核工业地质系统)关注的热点。由于有的花岗质“团块”看似具有“片麻理”构造,加之火山—侵入杂岩体南部有面积加里东期花岗岩(乐安岩体)出露,许多人都认为相山存在老的(加里东期)花岗岩基底,并将其作为形成富大铀矿的有利条件与俄罗斯著名的红石铀矿田加以对比。因此,精确测定它的形成时代,对于阐明它的成因是极为重要的。

从表1(样品号XN-9)可见,所测定的5颗锆石中,除点号5锆石颗粒的三组表面年龄偏老、显示可能属捕虏晶锆石外,在其余4颗锆石中,无论是同一锆石颗粒的三组表面年龄,还是不同锆石颗粒的同一组表面年龄,在分析误差允许范围内都是一致的(图4),表明锆石自形成以来对放射成因铅基本保持封闭。在这种情况下,本文取 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的权重平均值 $134.2 \pm 1.9 \text{ Ma}$ 代表花岗质“团块”的形成时代。这表明花岗质“团块”是燕山晚期岩浆活动产物,而不是火山—侵入杂岩体深部存在的加里东期花岗岩基底。这种花岗质“团块”只见于中心相碎斑熔岩,而过渡相及边缘相都不存在,可作为很好的宏观地质证据。

相山火山—侵入杂岩体中的碎斑熔岩既不是典

表 1 相山火山—侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1 The results of U-Pb isotopic dating for the single-grain zircon from volcanic-intrusive complex of Xiangshan

样品号	点号	锆石特征	重量 (μg)	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	普通铅 含量 (ng)	同位素原子比率 ^①					表面年龄(Ma)		
							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
X-1	1	浅棕色透明长柱状自形晶体	15	490	12	0.011	903	0.1515	0.02132 (97)	0.1440 (100)	0.04898 (235)	136.0	136.6	146.7
	2	浅棕色透明短柱状自形晶体	10	1013	30	0.083	184	0.1155	0.02133 (64)	0.1434 (70)	0.04876 (171)	136.1	136.1	136.2
	3	浅棕色透明长柱状自形晶体	10	1110	27	0.024	645	0.1559	0.02131 (63)	0.1435 (66)	0.04884 (154)	135.9	136.2	140.3
XN-9	1	浅棕色透明长柱状自形晶体	10	902	26	0.069	191	0.1321	0.02079 (73)	0.1398 (80)	0.04879 (199)	132.6	132.9	137.6
	2	棕红色透明短柱状晶体	5	1357	31	0.009	1083	0.1252	0.02126 (84)	0.1429 (86)	0.04877 (203)	135.6	135.7	136.6
	3	棕红色透明长柱状自形晶体	10	1358	31	0.028	664	0.1133	0.02108 (52)	0.1417 (54)	0.04876 (128)	134.5	134.5	136.1
	4	棕红色透明长柱状自形晶体	10	1053	23	0.012	1234	0.1238	0.02102 (54)	0.1414 (56)	0.04878 (133)	134.1	134.3	137.1
	5×	浅棕色透明长柱状晶体	10	722	20	0.021	534	0.1474	0.02401 (97)	0.1720 (103)	0.05195 (209)	152.9	161.1	283.3
XI-1	1	浅黄色透明短柱状晶体	15	1049	24	0.033	641	0.1318	0.02032 (45)	0.1364 (46)	0.04868 (114)	129.7	129.8	132.4
	2	浅黄色透明短柱状晶体	15	1053	23	0.026	802	0.1330	0.02024 (45)	0.1358 (46)	0.04864 (114)	129.2	129.3	130.6
	3×	浅黄色透明长柱状晶体	15	1121	36	0.160	165	0.1189	0.02217 (38)	0.1557 (43)	0.05094 (99)	141.3	146.9	238.2
99-9	1	浅黄色透明细长柱(针)状自形晶体	10	849	19	0.015	720	0.1866	0.01960 (66)	0.1312 (71)	0.04853 (188)	125.1	125.2	125.3
	2	浅黄色透明细长柱(针)状自形晶体	10	979	21	0.007	1690	0.1873	0.01962 (73)	0.1313 (75)	0.04855 (191)	125.2	125.3	126.4
	3×	浅黄棕色透明短柱状晶体	10	583	22	0.130	116	0.1168	0.02321 (70)	0.1672 (82)	0.05226 (184)	147.9	157.0	296.7

注:① $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白($\text{Pb}=0.05\text{ ng}$, $\text{U}=0.002\text{ ng}$)及稀释剂作了校正。其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素;括号内数字为 2σ 绝对误差,例如:0.02132(97)表示 $0.02132 \pm 0.00097(2\sigma)$ 。X-1 为潜流纹英安斑岩;XN-9 为碎斑熔岩中心相花岗质“团块”;XI-1 为潜石英二长斑岩脉;99-9 为煌斑岩脉。表中打“×”号点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄可能是捕虏晶锆石的形成年龄,因此,未参加统计权重平均值计算。

型的火山岩,也不是典型的侵入岩。从岩石的结构、构造特征看,中心相碎斑熔岩更类似于超浅成的侵入岩,属火山管道相。其形成年龄 134 Ma 与侵位于环状断裂、推覆构造面及各种层间离张断裂的潜火山岩的年龄相一致。因而,花岗质“团块”很可能是属于形成中心相碎斑熔岩岩浆的前峰相物质,它先期充填于火山管道内,后续岩浆在前峰相物质尚未固结之前又大规模上侵,将前峰相物质冲破并以团块的形式捕虏,从而在中心相碎斑熔岩中形成一系列大小不一、形态各异的花岗质“团块”。其所谓的“片麻理”可能是在火山管道中由于岩浆流动和强烈的挤压、塑性形变所产生的矿物定向排列^②。

3.3 中基性脉岩

中国东南部地壳构造演化的显著特点是从侏罗纪到白垩纪区域构造应力场从挤压向拉张的演变,

相山地区也不例外。该区区域性拉张作用的主要表现为中基性脉岩的穿插及一系列北东向张性断陷盆地的形成。相山地区中基性岩浆的主要活动产物为中基性的潜石英二长斑岩脉及煌斑岩脉,原来一直认为其形成年龄与东南沿海的中基性脉岩一样应在 100 Ma 左右。本次单颗粒锆石的 U-Pb 定年结果表明,它们的形成年龄分别为 $129.5 \pm 2.0\text{ Ma}$ 及 $125.1 \pm 3.1\text{ Ma}$ (见表1、图5、图6)。上述年龄数据表明,它和粤北地区以辉绿岩脉形成为标志的拉张作用开始的时间($140\text{ Ma} \pm$)(李献华等,1997)基本一致,但和东南沿海地区以一系列碱性(A型)花岗岩、双峰式火山岩形成为标志的拉张作用开始的时间($100\text{ Ma} \pm$)(周珣若等,1994;Martin et al., 1994;邱检生等,1999)差异明显。这种拉张作用开始时间由沿海向内陆逐渐变老的趋势与主体火山岩、花岗岩的形

成年龄自东向西逐渐变老的趋势(Coney et al., 1977; 王联魁等, 1995)是一致的, 它们都受控于晚中生代时期太平洋板块向亚洲大陆俯冲的动力学机制相山地区拉张作用开始的时间约在 130 Ma 左右(王德滋等, 2002)。

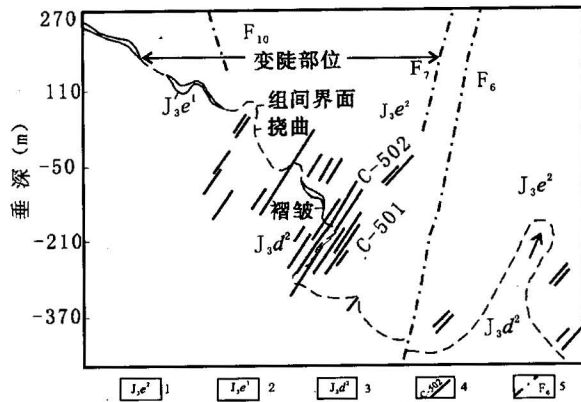


图 2 潜流纹英安斑岩与碎斑熔岩侵入接触(箭头所示)关系示意图(据范洪海, 1996^①)

Fig. 2 Sketch section showing intrusive contact between the porphyroclastic lava and the subvolcanic rhyodacitic

porphyry (after Fan Honghai, 1996^①)

1—鹅湖岭组碎斑熔岩; 2—鹅湖岭组晶屑、玻屑凝灰岩; 3—打鼓顶组流纹英安岩, 顶部为潜流纹英安斑岩; 4—矿体及编号; 5—断裂及编号

1—Porphyroblastic lava of Ehuling Formation; 2—crystal and vitric tuff of Ehuling Formation; 3—rhyodacite, subvolcanic rhyodacitic porphyry of Daguding Formation; 4—ore-body and its number; 5—fault and its number

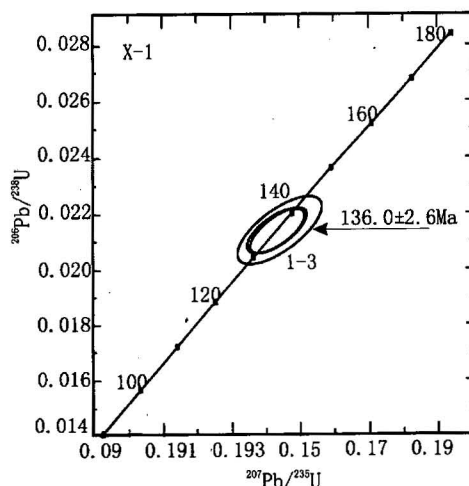


图 3 潜流纹英安斑岩中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 3 Concordance diagram of U-Pb isotope dates for zircon from subvolcanic rhyodacitic porphyry

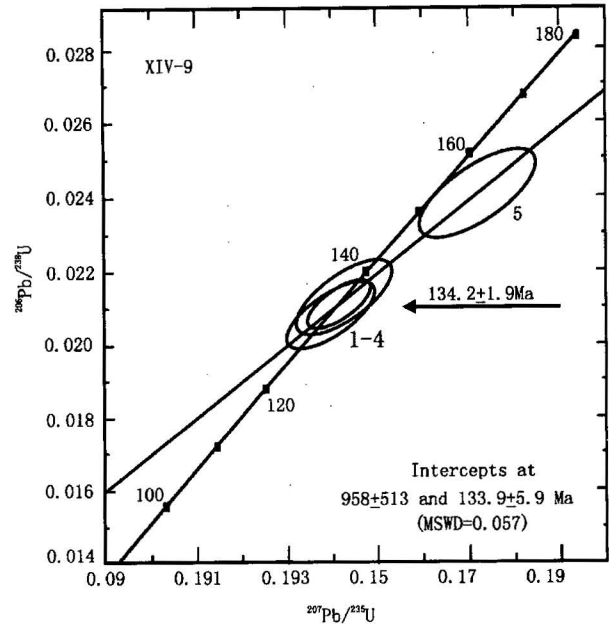


图 4 花岗质“团块”中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 4 Concordance diagram of U-Pb isotope dates for zircon from the granitic mass

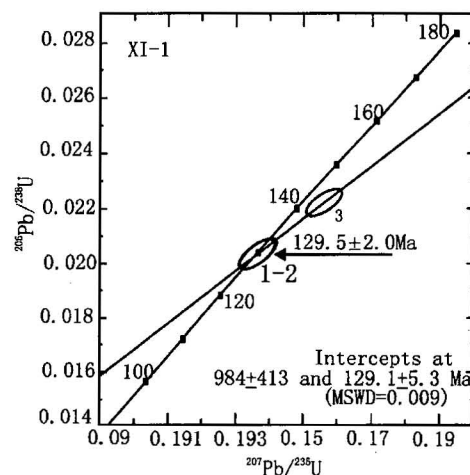


图 5 潜石英二长斑岩中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 5 Concordance diagram of U-Pb isotope dates for zircon from the sub-quartz-monzonite porphyry

值得指出的是, 相山及其邻区的中生代岩浆活动尤为强烈, 且在时空分布及成因类型上具有明显的规律。以相山为起点, 向北东延伸至绍兴, 为一火山岩带, 即赣杭火山岩带; 而往南西方向延伸则为大王山—于山花岗岩带及诸广山岩体。因此, 相山是处在火山岩带与花岗岩带的过渡带。成因类型上, 相山、东乡、信江盆地的火山岩系为 S 型, 而浙西地区

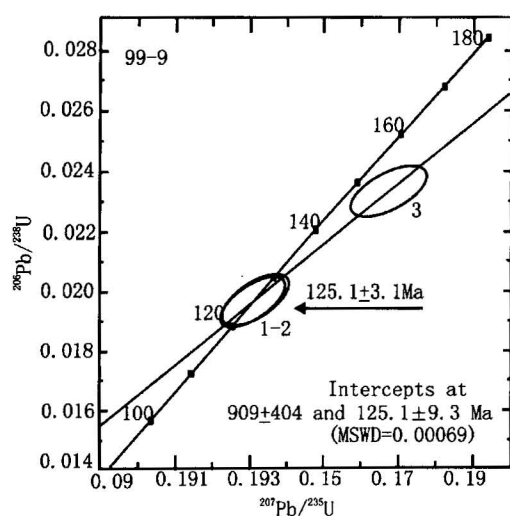


图 6 煌斑岩中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 6 Concordance diagram of U-Pb isotope dates for zircon from lamprophyre

(包括桐庐)的火山岩系则为 I 型(刘昌实等,1992;王德滋等,2000)。赣杭火山活动带共具有五个火山喷发旋回,其中,晚侏罗世有三个旋回,每个旋回由酸性开始至中性或中酸性结束。由于火山活动的时间、频次及强度不同,多数地区只经历了两个连续的喷发旋回,而第二喷发旋回往往构成赣杭火山活动带的主体。火山活动总的趋势是:西部火山作用开始早(约140 Ma),持续时间短,主要经历了 I、II 两个喷发旋回;而东部的火山作用开始较晚(约135 Ma),普遍经历了 II、III 两个喷发旋回,个别地区还经历了 IV 或 V 喷发旋回(方锡珩,1982;陈小明等,1999)。相山地区的拉张作用虽然在早白垩世(130~125 Ma)就已开始,但规模不大,仅形成一些中基性脉岩,未见沿海地区常见的碱性(A 型)花岗岩及双峰式火山岩产出。在相山及邻近地区,大规模的拉张作用开始于中白垩世时期,形成大面积的、呈北东向展布的断陷盆地,有的盆地(如吉泰盆地等)沉积厚度可达数千米。

相山火山—侵入杂岩体、大型断陷盆地及北东向德兴—遂川深大断裂控制了相山铀矿田的定位,而火山塌陷、潜火山岩侵位以及区域伸展、拉张和中基性脉岩穿插却对应了相山铀矿田的两期成矿作用。火山塌陷构造及潜火山岩小岩体是第一期铀矿化的主要控制因素,第一期成矿作用所形成的矿体大都分布在潜火山岩体的内外带、火山塌陷构造的上、下盘以及区域构造与火山塌陷构造或潜火山岩

岩墙的夹持区。而第二期成矿作用则主要与因太平洋板块的弧后松弛作用而形成的区域性拉张、裂解及中基性脉岩活动关系密切。根据南岭、浙西及大兴安岭地区的成矿规律,“三位一体”是中基性脉岩控矿的主要模式,即:切穿盖层的断裂构造、不同岩性(层)的接触界面及中基性脉岩穿插是铀矿化富集的有利部位。相山北部的潜石英二长斑岩脉也存在类似的控矿作用。在切穿火山岩盖层的断裂构造与不同火山旋回的岩性界面或缓倾的潜火山岩岩墙的夹持区,中性(偏基性)的潜石英二长斑岩脉对铀具有一定的富集作用,脉体自身可以构成矿化体(范洪海等,2003)。

致谢:单颗粒锆石的 U-Pb 年龄由天津地质矿产研究所李惠民研究员帮助测定,他在百忙之中按时提供了高质量的测试数据,在此表示由衷地感谢。

注 释

- ① 范洪海. 1996. 邹家山铀矿床成矿条件及找矿方向. 华东铀矿地质, (3~4): 1~8.
- ② 范洪海. 2001. 江西相山壳源型火山—侵入杂岩及其深部成矿作用. 南京大学地球科学系博士学位论文.

参 考 文 献

- 陈迪云, 周文斌, 吴伯林. 1994. 相山碎斑熔岩铷-锶、氧、铅同位素地球化学研究. 南京大学学报(地球科学), 6(1): 45~49.
- 陈小明, 陆建军, 刘昌实, 等. 1999. 桐庐、相山火山—侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄. 岩石学报, 15(2): 272~278.
- 范洪海, 王德滋, 刘昌实, 等. 2001. 江西相山潜火山岩中岩浆包体的发现及其成因机制探讨. 地质学报, 75(1): 64~69.
- 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 等. 2003. 相山铀矿田成矿机理研究. 铀矿地质, 19(4): 208~213.
- 方锡珩, 侯文尧, 万国良. 1982. 相山破火山口杂岩体的岩石学研究. 岩矿测试, 1(1): 1~10.
- 刘昌实, 楚雪君, 沈渭洲, 等. 1992. 江西东乡—相山中生代火山岩中富铝矿物的发现和成因意义. 地质论评, 38(2): 157~162.
- 刘敦一, 赵敏敏. 1988. 用热离子发射质谱计直接测定单颗粒锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄. 地质论评, 34(6): 496~505.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14~31.
- 邱检生, 王德滋, McInnes B I A. 1999. 浙闽沿海地区 I 型-A 型复合花岗岩体的地球化学及成因. 岩石学报, 15(2): 237~246.
- 王德滋, 周金城, 邱检生, 等. 2000. 中国东南部晚中生代花岗质火山—侵入杂岩特征与成因. 高校地质学报, 6(4): 487~498.
- 王德滋, 周新民, 等. 2002. 中国东南部晚中生代花岗质火山—侵入杂岩成因与地壳演化. 北京: 科学出版社, 22~39.
- 王联魁, 张绍立, 徐立新, 等. 1995. 太平洋东西两岸花岗岩的相似性. 地质学报, 69(1): 42~55.
- 周珣若, 吴克隆, 严炳铨, 等. 1994. 漳州 I-A 型花岗岩. 北京: 科学出版社, 112~117.

References

- Chen Diyun, Zhou Wenbin, Wu Bailin. 1994. A study on Rb, Sr, O

- and Pb isotope geochemistry of Xiangshan clastoporphyratic lava. *Journal of Nanjing University (Earth Sciences)*, 6(1): 45~49 (in Chinese with English abstract).
- Chen Xiaoming, Lu Jianjun, Liu Changshi, et al. 1999. Single-grain zircon U-Pb isotopic ages of the volcanic-intrusive complex in Tonglu and Xiangshan areas. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 272~278 (in Chinese with English abstract).
- Claoue-Long J C, Sobolev N N, Sobolev A V. 1991. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav Massif, USSR. *Geology*, 19: 710~713.
- Coney J P, Reynolds S J. 1977. Cordilleran Benioff Zone. *Nature*, 270: 403~406.
- Fan Honghai, Wang Dezi, Liu Changshi, et al. 2001. Discovery of quenched enclaves in subvolcanic rocks in Xiangshan, Jiangxi province and its genetic mechanism. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 64~69 (in Chinese with English abstract).
- Fan Honghai, Ling Hongfei, Wang Dezi, et al. 2003. Study on metallogenetic mechanism of Xiangshan uranium ore-field. *Uranium Geology*, 19(4): 208~213 (in Chinese with English abstract).
- Fang Xiheng, Hou Wenyao, Wan Guoliang. 1982. Petrographic studies of the volcanic complex in the Xiangshan caldera. *Acta Petrologica Mineralogica et Analytica*, 1(1): 1~10 (in Chinese with English abstract).
- Lee J, Williams I, Ellis D. 1997. Pb, U and Th diffusion in nature zircon. *Nature*, 390(13): 159~162.
- Liu Changshi, Chu Xuejun, Shen Weizhou, et al. 1992. The discovery and genetic significance of Al-rich minerals in Mesozoic volcanic rocks of Dongxiang—Xiangshan, Jiangxi province. *Geological Review*, 38(2): 157~162 (in Chinese with English abstract).
- Liu Danyi, Zhao Dunmin. 1988. Direct determination of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of single grain zircon by use of the thermal emission mass spectrometry. *Geological Review*, 34(6): 496~505 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Hu Ruizhong, Rao Bing. 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochemica*, 26(2): 14~31 (in Chinese with English abstract).
- Scharer U, Corfu F, Demaiff D. 1992. Heterogeneity of the subcontinental mantle: U-Pb and Lu-Hf isotopes in megacrysts of baddeleyite and zircon from the Mbuji-Mayi kimberlite. *EOS*, 73: 339.
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, et al. 1994. The Kuiki peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *J. Petrol.*, 35: 983~1015.
- Qiu Jiansheng, Wang Dezi, McInnes B I A. 1999. Geochemistry and petrogenesis of the I- and A-type composite granite masses in the coastal area of Zhejiang and Fujian province. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 237~246 (in Chinese with English abstract).
- Wang Dezi, Zhou Jincheng, Qiu Jiansheng, et al. 2000. Characteristics and petrogenesis of late Mesozoic granitic volcanic intrusive complexes in the southeastern China. *Geological Journal of China Universities*, 6(4): 487~498 (in Chinese with English abstract).
- Wang Dezi, Zhou Xinmin, et al. 2002. Characteristics and crustal evolution of late Mesozoic granitic volcanic intrusive complexes in the southeastern China. Beijing: Science Press, 22~39 (in Chinese).
- Wang Liankui, Zhang Shaoli, Xu Lixin, et al. 1995. Similarities between granites on the east and west coasts of the Pacific Ocean. *Acta Geologica Sinica*, 69(1): 42~55 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yongfei, Fu Bin, Gong Bing. 1996. The thermal history of the Huangmeijian granite intrusion in Anhui and its relation to mineralization: isotopic evidence. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 9(2): 168~180.
- Zhou Xunruo, Wu Kelong, Yan Bingqun, et al. 1994. I-A type granite in Zhangzhou. Beijing: Science Press, 112~117 (in Chinese).

Formation Age of the Intermediate-basic Dikes and Volcanic—Intrusive Complex in Xiangshan, Jiangxi Province

FAN Honghai¹⁾, WANG Dezi²⁾, SHEN Weizhou²⁾, LIU Changshi²⁾, WANG Xiang²⁾, LING Hongfei²⁾

1) *Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing, 100029*

2) *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*

Abstract

U-Pb isotopic dating of single-grain zircons indicates that there is another emplacement event of subvolcanic rhyodacitic porphyry with an age of 136.0 ± 2.6 Ma in the contact zone of the two volcanic cycles in the western part of the Xiangshan complex. Granitic lumps in the central-facies porphyroclastic lava belong to subvolcanic rocks with a formation age of 134.2 ± 1.9 Ma. The U-Pb ages of the postvolcanic secondary quartz-monzonite porphyry and lamprophyre veins are 129.5 ± 2.0 Ma and 125.1 ± 3.1 Ma, respectively. This suggests that the extension and splitting in the Xiangshan region began in K_1 , which are obviously earlier than those in the coastal regions of Zhejiang and Fujian provinces.

Key words: U-Pb isotopic dating; single-grain zircons; extension; volcanic—intrusive complex; intermediate-basic dikes; Xiangshan, Jiangxi province