浙江江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的厘定及其找矿意义

卢成忠

(浙江省地质调查院,浙江 杭州 311203)

提要:江山—龙游南部地区晚中生代侵入岩分布广泛,以往被认为是钙碱性系列岩石,笔者通过野外地质、岩石学和元素地球化学研究表明,石英二长岩、二长岩、正长岩以及与之伴生的花岗岩与花岗斑岩属钾玄质系列岩石。这套岩石高碱(Na_2O+K_2O=7.80%~10.47%)、富钾(K_2O/Na_2O=0.92~1.91)、贫钛(TiO_2=0.2%~0.88%)、Al_2O_3 含量较高且变化范围大(11.08%~17.77%),富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE),且 Ce/Yb(27.29~85.64)、Ta/Yb(0.42~0.73)和 Th/Yb(3.44~14.44)比值高,具有钾玄质系列的岩石地球化学特征。该区矿产资源较为丰富,矿床在时间与空间上多与钾玄质侵入岩密切共生,钾玄质侵入岩为成矿母岩,是重要的找矿岩石学标志。

关　键　词:钾玄质侵入岩;岩石学;元素地球化学;构造环境;江山—龙游南部地区

中图分类号:P588.12　　**文献标志码**:A　　**文章编号**:1000-3657(2007)06-1055-07

钾玄质岩石(shoshonitic rock)是一类富碱(K_2O+Na_2O>5%)、高 K_2O/Na_2O 比值(0.5~2)、低 TiO_2(<1.3%)、Al_2O_3 含量高且变化范围大(14%~19%)、强烈富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)的富碱高钾岩浆岩,钾玄质系列的岩石并不局限于火山岩,也包括相应的浅成和深成侵入岩[1]。近来研究表明,钾玄质岩石与中温热液型金矿和斑岩型铜、金矿等金属矿床在时间和空间上密切共生[2],对其研究不仅具有潜在的经济地质意义,而且在某种意义上,钾玄质岩石已成为重要的找矿岩石学标志[3]。江山—龙游南部地区晚中生代侵入岩分布广泛,被认为是钙碱性系列岩石[4],笔者通过野外地质、岩石学和元素地球化学研究,确认石英二长岩、二长岩、正长岩以及与之伴生的花岗岩与花岗斑岩是较典型的钾玄质岩石,并综合该区成矿特征,探讨找矿意义。

1　地质背景

笔者研究的钾玄质侵入岩位于著名的江山—绍兴断裂带西南段之东南侧,分布于北起江山—绍兴断裂带、南达浙闽赣三省交界的八都镇北侧至遂昌县王村口一带(28°20′)、东至松阳县城(119°30′)、西到浙赣边界,延伸达 120 km。研究区岩浆活动强烈,钾玄质侵入岩体分布广泛,共有大小岩体 47 个,出露面积达 680 km²。最大的为洪公岩体(浙江省内最大岩体),面积达 470.1 km²;其次为沐尘岩体,面积为 58 km²;其他岩体规模一般均较小甚至很小,呈岩株或小岩株、岩枝产出(图 1)。这些钾玄质岩体在空间上明显受江山—绍兴断裂带的控制,大致呈北东向展布,主要侵入早白垩世早期磨石山群火山岩,其中沐尘岩体还侵入早中元古代龙游岩群变质岩,洪公岩体局部又被早白垩世晚期永康群沉积岩不整合覆盖。洪公岩体采用黑云母 ^{39}Ar-^{40}Ar(二次全熔)法测定年龄为 124.5 Ma[5],沐尘岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄为(141±7Ma)[6]。这些钾玄质岩体大多数仍缺乏精确的年龄资料,但据大量的区域地质调查资料可以看出❶❷,这些钾玄质岩体与围岩,即早白垩世早期磨石山群火山岩在空间、时间与物质来源上具有密切的联系,它们的形成时间相近,磨石山群火山岩同位素年龄一般在 135~115 Ma[7],根据最新的国际地层委员会公布的侏罗系与白垩系的分界年龄(145.5±4.0)Ma,早白垩世为(145.5±4.0)Ma~(99.6±0.9)Ma[8],这些钾玄质侵入岩体的形成时代为早白垩世,属燕山晚期岩浆活动的产物。

收稿日期:2007-05-17;**改回日期**:2007-07-18

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200413000021)资助。

作者简介:卢成忠,男,1950 生,高级工程师,从事区域地质调查研究工作;E-mail:cz5064@163.com。

❶浙江省地质矿产厅.1∶5 万衢州市幅、龙游县幅、灵山幅、沐尘幅、蕉川幅区域地质调查报告,1995.

❷浙江省国土资源厅.1∶5 万长台镇幅、湖山幅、峡口镇幅、王村口幅区域地质调查报告,2000.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

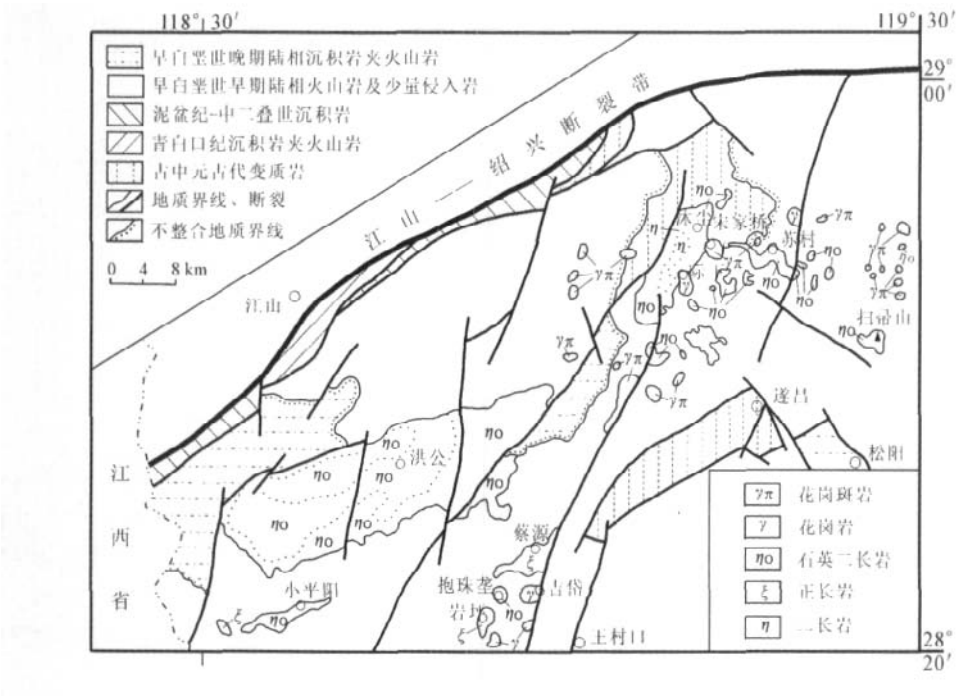


图 1 江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩分布略图

Fig.1 Geological sketch map of the distribution of shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan- Longyou area

2 岩石学特征

根据野外产状和岩相学观察，江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的岩性主要为石英二长岩、二长岩及正长岩，此外，还有与中性、中酸性钾玄质侵入体伴生的花岗岩与花岗斑岩酸性侵入体，其中以石英二长岩最为发育。这些钾玄质侵入岩体均未变形。

(1) 省内最大的洪公岩体、沐尘岩体边缘相，以及苏村、小平阳、扫帚山等 19 个大小岩体由石英二长岩组成，以含大量的长石巨(斑)晶和暗色包体为特征，具似斑状结构、环斑结构，斑(巨)晶含量：微斜微纹长石 15%~50%，中长石 0~20%，粒径 10~30 mm；基质含量：微斜隐纹长石 10%~55%，更-中长石 8%~20%，石英 5%~18%，黑云母 1%~5%，普通角闪石 2%~8%，单斜辉石 0~3%，粒径 0.2~4 mm，二长结构、微文象结构，块状构造。

(2) 沐尘岩体的中心相和过渡相由二长岩组成，矿物含量为微斜微纹长石 35%~40%，中长石 40%~45%，石英<5%，普通角闪石 12%~15%，黑云母 1%~2%。沐尘岩体中心相为细中粒二长结构，过渡相为似斑状结构，长石斑(巨)晶含量 10%~25%，暗色包体比较发育。

(3) 蔡源、岩坪等 3 个小岩体的岩性主要为正长岩，斑状结构。斑晶含量：微纹长石 25%~45%，中长石 2%~10%；基质含量：隐-微纹长石 30%~55%，更-中长石≤5%，石英<5%，黑云母<2%，普通角闪石<6%，单斜辉石<2%，细粒或微细粒半自形粒状结构及显微文象结构。

(4) 吉岱、际下等 5 个小岩体由花岗岩组成，主要矿物隐-微纹长石 46%~60%，斜长石 12%~20%，石英 20%~40%，黑云母 1%~3%，副矿物常见锆石、磷灰石、黄玉和萤石。矿物粒径一般为 0.2~4 mm，中细粒或细粒花岗结构，局部含有稀疏的板柱状长石斑晶。

(5) 宋家桥、柿树岭、大坞源等花岗斑岩岩体，面积小而数量多，斑晶含量：钾长石 8%~35%，斜长石 6%~18%，石英<14%，粒径 0.5~10 mm；基质含量：钾长石 20%~34%，斜长石 5%~15%，石英 12%~15%，黑云母<1%，粒径 0.02~0.3 mm，显微花岗结构或显微粒晶结构。斑晶与基质间的矿物粒径及结晶程度差异较大，代表结晶作用发生过明显的间断，可能是钾玄质岩浆演化到晚期而留下的残余岩浆结晶而成。

(6) 钾玄质侵入岩体中广泛发育岩石包体，尤以石英二长岩中最为发育。包体大小不等，长轴一般 5~15 cm，大者达 40 cm 左右，小者仅 1~2 cm。包体形态多样，以椭圆形和卵圆形多见，有的呈舌状、水滴状、撕裂状和火焰状等塑变形态。包体中的暗色矿物主要是普通角闪石和黑云母，偶有少量透辉石；浅色矿物主要为斜长石和钾长石，偶见石英，但各个包体中暗色矿物与浅色矿物的比例不尽一致。与寄主岩相比，它们的矿物组成相仿，但岩石包体粒度细、色率大、铁镁矿物含量较高。包体与寄主岩之间的界线一般比较清晰，呈突变

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1 江山—龙游南部地区晚中生代钾玄质侵入岩主量元素和微量元素分析

Table 1 Major and trace element analysis of Late Mesozoic shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan–Longyou area

样号	3394	6001	3738	1843	1835	1836	1943	6130	2410	1554	1054	1824	1879	4163	6549
岩体	洪公	洪公	洪公	沐尘	沐尘	沐尘	沐尘	小平阳	蔡源	抱珠垄	吉岱	宋家桥	际下	扫帚山	苏村
$SiO_2/10^{-2}$	63.99	66.58	66.12	66.20	59.89	56.96	54.84	65.61	61.72	65.87	72.84	71.37	70.02	68.50	67.25
TiO_2	0.60	0.40	0.57	0.37	0.68	0.88	0.88	0.52	0.70	0.57	0.20	0.23	0.30	0.44	0.54
Al_2O_3	14.57	14.30	15.15	15.39	16.73	17.77	17.77	15.18	17.10	14.45	12.40	11.08	14.36	14.14	15.26
ΣFe_2O_3	1.85	1.02	4.18	2.23	2.86	1.53	2.18	3.72*	1.31	1.60	2.08*	2.45	1.45	1.75	1.19
FeO	3.83	2.24	1.19	2.08	3.16	4.57	5.53		3.78	2.52		0.48	0.90	1.55	2.41
MnO	0.12	0.07	0.18	0.06	0.08	0.09	0.052	0.12	0.14	0.07	0.09	0.10	0.08	0.11	0.07
MgO	0.44	0.65	0.54	0.79	2.13	2.59	2.84	0.82	1.31	0.98	0.26	0.23	0.33	0.56	0.85
CaO	1.58	2.22	0.82	2.15	4.18	3.69	5.34	1.56	3.16	1.71	1.80	0.46	1.48	1.42	1.68
Na_2O	4.03	3.52	4.09	4.58	3.78	3.32	4.68	3.60	3.42	4.37	3.34	4.4	4	3.68	3.68
K_2O	6.00	6.14	5.88	5.84	4.88	4.48	4.32	6.87	5.92	5.16	5.79	5.84	5.64	5.72	5.68
P_2O_5	0.20	0.10	0.18	0.15	0.31	0.42	0.53	0.11	0.21	0.17	0.01	0.08	0.12	0.13	0.09
烧失量	1.49	2.37	1.44	1.28	1.29	1.35	0.82	1.91	1.73	1.18	1.73	1.33	1.41	1.55	1.54
K_2O+Na_2O	10.03	9.66	9.97	10.42	8.66	7.80	9.00	10.47	9.34	9.53	9.13	10.24	9.64	9.40	9.36
K_2O/Na_2O	1.49	1.70	1.44	1.28	1.29	1.35	0.92	1.91	1.73	1.18	1.73	1.33	1.41	1.55	1.54
$La/10^{-6}$	68.0	82.0	102.0	67.4	57.6	53.2	63.1	103.0	86.4	73.7	60.7	85.9	61.2	85.8	92.4
Ce	137.0	151.0	194.0	96.6	88.9	83.0	92.9	191.0	173.0	151.0	116.0	129.0	87.7	169.0	177.0
Pr	14.4	15.5	16.9	12.6	11.2	10.8	12.7	18.7	13.8	14.7	11.4	16.3	10.6	18.1	19.3
Nd	51.3	60.0	70.8	50.8	49.7	49.6	51.5	69.0	54.6	50.6	41.7	64.5	43.7	66.2	72.9
Sm	11.00	11.00	14.10	8.49	8.27	8.02	8.85	12.40	10.10	10.50	8.33	11.10	6.60	12.50	13.20
Eu	2.52	1.07	2.39	1.19	1.67	1.88	1.37	1.28	1.85	1.31	0.57	0.65	1.16	1.51	1.58
Gd	7.81	7.70	8.92	6.47	6.43	5.97	6.77	7.66	5.77	6.12	5.82	7.77	4.22	7.87	8.29
Tb	1.41	1.36	1.30	0.81	0.94	0.91	1.06	1.35	0.82	1.10	1.08	1.32	0.72	1.31	1.33
Dy	8.24	7.89	7.78	6.29	5.67	5.48	6.08	7.08	5.12	5.74	7.54	8.15	3.93	7.14	6.87
Ho	1.49	1.56	1.55	1.30	1.17	1.15	1.25	1.28	1.04	1.08	1.48	1.73	0.84	1.51	1.42
Er	4.35	4.07	4.38	4.00	3.48	3.26	3.62	3.56	2.45	3.10	4.53	5.58	2.34	4.05	3.74
Tm	0.68	0.64	0.68	0.60	0.51	0.45	0.55	0.56	0.38	0.48	0.70	0.83	0.36	0.61	0.57
Yb	4.24	3.98	3.85	3.54	2.70	2.56	3.25	3.48	2.02	2.43	3.91	4.71	2.13	2.87	2.75
Lu	0.65	0.58	0.53	0.53	0.42	0.37	0.51	0.52	0.18	0.47	0.67	0.73	0.35	0.44	0.42
ΣREE	313.09	348.35	429.18	260.62	238.66	226.65	353.51	420.87	356.53	322.33	264.43	380.87	242.85	410.81	426.47
LREE/HREE	9.84	11.54	13.80	10.40	10.20	10.20	9.98	15.51	20.25	14.71	9.28	9.98	14.17	6.12	7.51
δEu	0.80	0.34	0.61	0.48	0.68	0.80	0.52	0.38	0.68	0.46	0.24	0.20	0.63	0.44	0.43
$Y/10^{-6}$	35.8	36.5	38.5	28.4	24.5	21.7	25.6	32.8	20.4	22.9	42.8	42.6	17.0	31.9	24.7
V	11	10	11	38	101	122	52	12	45	36	3	11	22	22	32
Cr	4	9	3	1	2	5		8	13	7	4	0	1	2	2
Rb	205	215	177	230	167	154	207	240	169	199	384	306	180	166	169
Sr	80	90	74	550	800	1100	660	120	390	170	35	152	520	260	285
Zr	570	340	560	210	170	210	290	430	415	220	250	192	162	210	155
Nb	40.0	24.0	33.0	24.6	15.1	17.6	26.3	22.0	18.0	21.0	29.0	35.8	15.4	15.8	18.6
Cs	4.2	4.8	5.0	2.7	2.8	2.7	9.7	4.3	3.5	4.5	4.6	3.1	2.6	4.2	4.5
Ba	530	460	470	760	670	840	660	540	1020	685	230	330	1040	790	782
Hf	12.0	7.8	13.0	7.6	5.9	4.9	6.0	8.6	9.6	5.2	8.2	4.5	6.0	6.4	3.8
Ta	2.4	2.0	1.9	1.6	1.2	1.2	1.4	1.8	1.3	1.5	2.6	2.0	1.2	1.6	2.0
Th	20.6	13.7	20.5	25.1	18.5	16.2	12.5	12.9	13.5	23.6	56.2	35.9	22.0	30.3	27.0
U	2.50	2.80	2.50	1.98	2.42	1.98	2.14	2.90	2.50	2.50	6.40	3.78	1.76	3.50	3.90
Ta/Yb	0.57	0.50	0.49	0.45	0.44	0.47	0.43	0.52	0.64	0.62	0.66	0.42	0.56	0.56	0.73
Ce/Yb	32.31	37.94	50.39	27.29	32.93	32.42	28.58	54.89	85.64	62.14	29.67	27.39	41.17	58.89	64.36
Th/Yb	4.86	3.44	5.32	7.09	6.85	6.33	3.85	3.71	6.68	9.71	14.44	7.62	10.30	10.60	9.82

注：样号 3394、6001、3738 与 1843、1835、1836 分别为洪公岩体与沐尘岩体边缘相、过渡相和中心相的代表性样品；主量元素由浙江省地质调查院实验室用湿化学法测定，分析精度优于 1%；稀土与微量元素由宜昌地质矿产研究所用 ICP-AES 方法测定，分析误差在 4%以内，样号 1943 为岩石包体，ΣFe_2O_3 为全铁。

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

关系,但有的包体边缘呈锯齿状或港湾状,甚至被熔蚀成孤岛状,有的包体与寄主岩之间呈弥散状,甚至几乎已合二为一,反映出两种岩浆比较均匀混合之特征。包体一般为微细粒结构,大部分包体中心结晶较粗,往边缘变细,少量包体还发育冷凝边,即包体边缘粒度更细、颜色更深;在冷凝边外侧的寄主岩部分出现富钾长石、贫铁镁矿物的肉红色镶边构造。冷凝边和肉红色镶边构造表明,包体岩浆团的边缘部分曾在寄主岩浆中发生了淬冷结晶作用及局部地段的岩浆分异作用,在成因类型上属淬冷包体。此外,包体中多见环斑长石,包体周围的寄主岩中也出现不均匀的环斑长石,多为正环斑长石,即内核为钾长石,环边为斜长石,也有的环斑长石内核为斜长石,环边为钾长石,这是钾玄质岩石具有的典型矿物特征之一。环斑长石与暗色包体呈正消长的关系,暗色包体多,环斑长石也多,它们之间存在着成因上的密切联系,均是两种岩浆不均一混合作用的产物。

3 地球化学特征

从表 1 中的主量元素分析结果可以看出,它们具有高碱(Na_2O+K_2O=7.80%~10.47%,平均 9.51%)、富钾(K_2O/Na_2O=0.92~1.91,平均 1.46)、贫钛(TiO_2=0.2%~0.88%,平均 0.53%)等特点。它们的 Al_2O_3 含量较高(11.08%~17.77%),而 MgO 含量较低(0.23%~2.84%),表明岩石经历了较大程度的结晶分异。在侵入岩(Na_2O+K_2O) - SiO_2 分类图[9]上,这些样品的 SiO_2 含量变化范围较大(54.84%~72.84%),Na_2O+K_2O>7%,落入二长岩、正长岩、石英二长岩与花岗岩的范围(图 2),以石英二长岩为主体。在 K_2O- SiO_2 图[1]上,虽然 SiO_2 含量变化较大,但样品的 K_2O 为 4.32%~6.87%,所有样品落入钾玄质系列范围(图 3- a);尽管这些样品的 K_2O 含量很高,但它们的 K_2O/Na_2O 比值为 0.92~1.91,在 K_2O- Na_2O 图解[10]中所有样品亦均落入钾玄质系列范围(图 3- b);岩石中微量元素具有高的 Ce/Yb(27.29~85.64)、Ta/Yb(0.42~0.73)和 Th/Yb(3.44~14.44)比值,在 Ce/Yb- Ta/Yb(图 4- a)和 Th/Yb - Ta/Yb(图 4- b)图解[2]上,所有样品无一例外地落入钾玄质系列岩石区,表明这套岩石为典型的钾玄质系列岩石,而不是超钾质系列或钙碱系列岩石。

从钾玄质侵入岩稀土元素和微量元素的测定结果(表 1)可以看出稀土元素特征值变化较大,总稀土含量最低者为 226.65×10^{-6},最高者达 429.18×10^{-6};轻重稀土比值(LREE/HREE)最小者仅 6.12,最大者达 20.25;δEu 最小者为 0.20,最大者为 0.8,这些都反映出形成本区钾玄质岩石的岩浆发生了较强烈的分异。在稀土元素分布模式中(图 5- a),呈右倾轻稀土富集型,但以铕亏损程度较低为特征。在微量元素分布模式(图 5- b)中的特点是大离子亲石元素明显富集,特别是 Rb、Th 和 K 富集明显,而所有样品显示有 Ba 的负异常。微量元素分布模式的另一个特点是所有样品具有明显 Ta、Nb、P 和 Ti 负异常,类似形成于“岛弧”环境的岩石特征,而 P、Ti 的负异常可能与磷灰石、钛铁矿的分离结晶作用有关[13]。此外,Sr 也有不同程度的负异常,这与斜长石的结晶分异有关[14]。

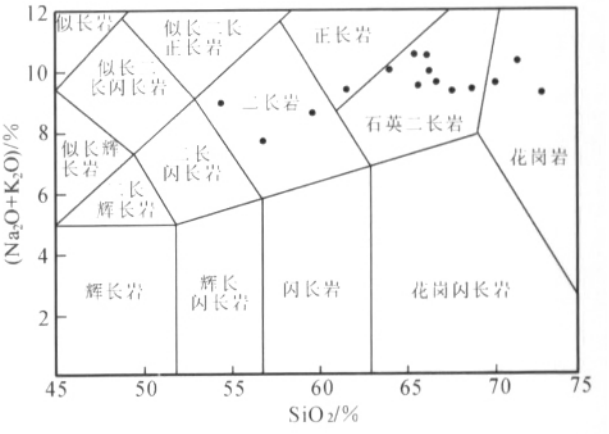


图 2 江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的 TAS 图解(底图据参考文献[9])

Fig.2 TAS diagram of shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan- Longyou area (base diagram after reference[9])

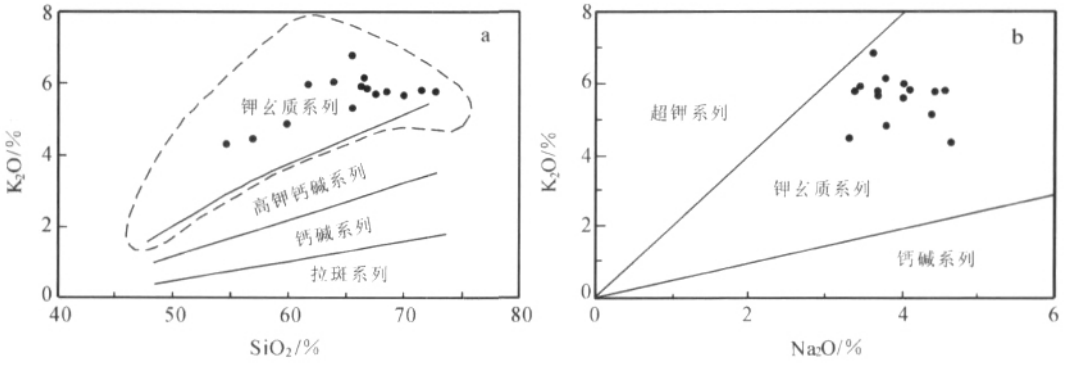


图 3 江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的 K_2O-SiO_2[1]和 K_2O-Na_2O[10]图解

Fig.3 Diagram of K_2O vs. SiO_2[1] and K_2O vs. Na_2O[10] for shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan- Longyou area

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

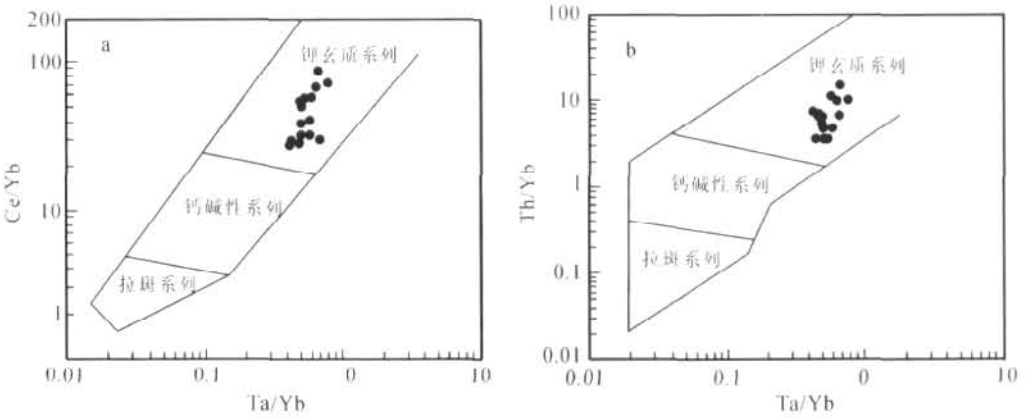


图 4　江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的 Ce/Yb—Ta/Yb 和 Th/Yb—Ta/Yb 图解
(底图据参考文献[2])

Fig.4　Diagram of Ce/Yb vs. Ta/Yb and Th/Yb vs Ta/Yb for shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan-Longyou area (base diagram after reference[2])

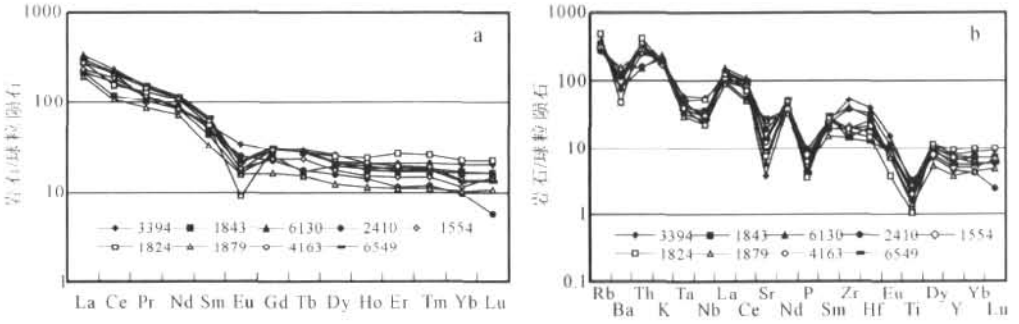


图 5　江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩的稀土元素分布模式[11]和微量元素原始地幔标准化蛛网图[12]

Fig.5　Chondrite-normalized REE patterns[11] and primitive mantle-normalized trace element spidergram[12] for shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan-Longyou area

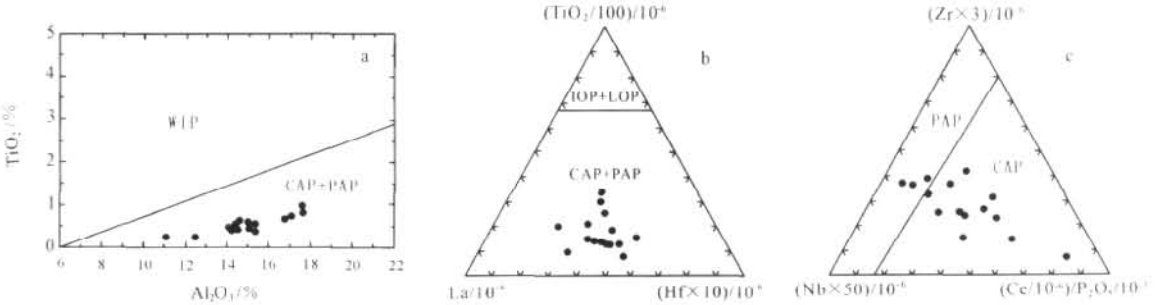


图 6　江山—龙游南部地区钾玄质侵入岩形成构造环境梯次判别图解[15]

WIP—板内环境区;CAP—大陆弧环境区;PAP—后碰撞弧环境区;IOP—初始洋弧环境区;LOP—晚期洋弧环境区

Fig.6　Discriminant diagrams of tectonic environments for shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan-Longyou area[15]

WIP-within-plate environment; CAP-Continental arc environment; PAP-Postcollisional arc environment; IOP-initial oceanic arc environment; LOP-late oceanic arc environment

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

4 构造环境判别

大量的研究表明,钾玄质系列岩石主要起源于与俯冲作用有关的富钾和 LILE 交代地幔,包括大洋岛弧、大陆弧和后碰撞弧环境[15]。本区印支运动之后进入濒西太平洋大陆边缘块断造山阶段[4]。早白垩世早期由于太平洋板块(或库拉板块)俯冲作用,使大陆板块边缘一系列断裂活化,引起岩浆作用,本区钾玄质侵入岩形成的构造背景也不例外。为了进一步探讨钾玄质岩石形成的构造环境,笔者引用了 Müller 等[15]提出的钾质火山岩形成环境的梯次判别图解。首先,在 TiO_2- Al_2O_3 图解(图 6- a)中,本区的钾玄质岩石均落入与岛弧相关的构造环境区,而与板内构造环境无关。其次,在下一个级别 TiO_2/100- La- Hf×10 图解(图 6- b)中,钾玄质岩石无一例外地落入大陆弧和后碰撞弧环境区,而不属于大洋弧环境。最后,在区分大陆弧和后碰撞弧环境的 Zr×3- Nb×50- Ce/P_2O_5(图 6- c)图解中,钾玄质岩石主要分布在大陆弧区。因此,综合上述图解的判别结果并结合本区中生代岩浆岩处于濒西太平洋大陆边缘❶❷的实际情况,笔者初步认为本区钾玄质侵入岩形成于大陆弧构造环境,但图 6- c 中有部分样品落在 PAP 区,而且是最低 SiO_2 的样品,因此不能排除原始岩浆形成于后碰撞弧环境。

5 找矿意义

江山—龙游南部地区矿产资源较为丰富,形成以沐尘岩体为中心的银和多金属(黄铁矿)矿田,以及以洪公岩体为中心的湖山、黄沙腰、长台 3 个萤石矿田,矿田内有大型多金属(黄铁矿)矿床与萤石矿床各 1 处。此外,还发现铀矿、多金属矿、锡矿、铅锌矿、磁铁矿、赤铜矿、镜铁矿、钨钼矿和含金铜矿等矿床或矿点,其成因类型属热液矿床[16]❸。矿床(点)主要位于钾玄质侵入岩体与元古宇变质岩、晚中生代火山岩的接触带上。溪口大型中温热液型多金属(黄铁矿)矿床就产在沐尘岩体的内外接触带上,内接触带矿体往往较外接触带矿体厚,且品位富,矿石中含有较高的氟,这些现象说明矿液来自沐尘岩体,属岩浆期后中温热液交代矿床。矿床在时间和空间上多与钾玄质侵入岩密切共生,从所圈出的地球化学异常的分布看,也与钾玄质侵入岩存在空间联系,钾玄质侵入岩本身就是成矿母岩,是重要的找矿岩石学标志。钾玄质侵入岩体具有一定的特殊性,与其有关的金属与非金属成矿作用亦具有一定的特殊性。本区钾玄质侵入岩体分布广泛,又有元古宇变质岩呈‘天窗’或断块、岩块、岩片零星分布,地质构造复杂,成矿地质条件极为有利,可以成为寻找国家急需金属、非金属矿产的重要勘探目标,特别是多金属(黄铁矿)和萤石矿,是浙江省重要的成矿远景区。通过与钾玄质岩浆成矿有关的重要矿田和典型矿床成矿地质条件的类比和对前人资料的二次开发,从深入检查评价已知矿床(点)入手,进行野外调查资料的分析研究,圈定成矿有利地段,使用地质和物化探相结合并配合钻探等手段,该区的找矿工作有望取得突破性进展。

6 结 论

(1)江山—龙游南部地区石英二长岩、二长岩、正长岩以及与之伴生的花岗岩与花岗斑岩,具有高碱(Na_2O+K_2O=7.80%~10.47%)、富钾(K_2O/Na_2O=0.92~1.91)、贫钛(TiO_2=0.2%~0.88%)、铝含量较高且变化范围大(11.08%~17.77%)的特征,同时富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE),且 Ce/Yb(27.29~85.64)、Ta/Yb(0.42~0.73)和 Th/Yb(3.44~14.44)比值高,属钾玄质系列岩石。

(2)江山—龙游南部地区矿产资源较为丰富,矿床在时间与空间上多与钾玄质侵入岩密切共生,钾玄质侵入岩是成矿母岩,是重要的找矿岩石学标志。

参考文献(References):

[1] Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of shoshonite rock association[J]. Lithos,1980,13(1): 97- 108.

[2] Müller D, Groves D I. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold- Copper Mineralization [M]. Berlin: Springer Verlag,1995: 1- 144.

[3] 李献华, 周汉文, 刘颖, 等. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征[J]. 科学通报, 1999, 44(18): 1992- 1998.
Li Xianhua, Zhou Hanwen, Liu Ying,et al.The shoshonitic intrusive zones in the southeast of Guangxi Province and its petrological and geochemical characteristics [J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(18): 1992- 1998(in Chinese).

[4] 浙江省地质矿产局. 浙江省区域地质志[M].北京: 地质出版社, 1989: 304- 320.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Zhejiang Province. Regional Geology of Zhejiang Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989: 304- 320(in Chinese with English abstract).

[5] 陈江峰, 周泰禧, 印春生, 等. 浙东南某些中生代侵入岩体的 ^{40}Ar- ^{39}Ar 年龄测定[J]. 岩石学报, 1991, 7(3): 37- 44.
Chen Jiangfeng, Zhou Taixi, Yin Chunsheng, et al. ^{40}Ar- ^{39}Ar age of some Mesozoic intrusive rocks in the southeast of Zhejiang Province [J]. Acta Petrolgoia Sinica, 1991, 7 (3): 37- 44 (in Chinese with English abstract).

[6] 卢成忠, 颜铁增, 董传万, 等. 浙江沐尘岩体与西山头组火山岩的岩浆同源性分析[J]. 中国地质, 2006, 33(1): 146- 152.
Lu Chengzhong, Yan Tiezeng, Dong Chuanwan, et al. Magmatic consanguinity analysis of the Muchen intrusion and Xishantou

❶浙江省地质矿产厅. 1∶5 万衢州市幅、龙游县幅、灵山幅、沐尘幅、蕉川幅区域地质调查报告, 1995.

❷浙江省国土资源厅. 1∶5 万长台镇幅、湖山幅、峡口镇幅、王村口幅区域地质调查报告, 2000.

❸浙江省地质矿产局. 浙江省区域矿产总结, 1988.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Formation volcanic rocks in Zhejiang [J]. Geology in China, 2006, 33(1): 146- 152(in Chinese with English abstract).

[7] 俞云文, 徐步台. 浙江中生代晚期火山- 沉积岩系层序和时代[J]. 地层学杂志, 1999, 23(2): 136- 145.
Yu Yunwen, Xu Butai. Strtigraphical sequence and geochronlogy of the upper Mesozoic volcano- sedimentary rock series in Zhejiang[J]. Journal of Stratigraphy, 1999, 23(2): 136- 145.

[8] 国际地委员会编.国际地层表[J]. 金玉玕, 王向东, 王玥译. 地层学杂志, 2005, 29(2): 98.
International Commission on Stratigraphy. International Stratigraphic Chart[J]. Jin Yugan,Wang Xiangdong Wang Yue(translators). Journal of Stratigraphy, 2005, 29(2): 98(in Chinese with English abstract).

[9] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth- Sci Rev, 1994, 37: 215- 224.

[10] Peccerillo A, Taylor D R. Geochemistry of eocene calc- alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey [J]. Contrib Mineral Petrol, 1976, 58: 63- 91.

[11] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [C]//Henderson P (ed). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam Elsevier,1984, 63- 114.

[12] Sun S- S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J (eds). Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 313- 345.

[13] 李献华, 周汉文, 刘颖, 等. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: Ⅱ. 微量元素和 Sr- Nd 同位素地球化学 [J]. 地球化学,2001, 30(1): 57- 65.
Li Xianhua, Zhou Hanwen, Liu Ying, et al. Mesozoic shoshonitic intrusives in the Yangchun Basin, western Guangdong,and their tectonic significance: Ⅱ.Trace elements and Sr- Nd isotopes [J]. Geochimica, 2001, 30(1): 57- 65(in Chinese with English abstract).

[14] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 181.
Li Changnian. Magmatic Trace- element Petrology [M]. Wuhan: China University of Geoscinences Press, 1992: 181(in Chinese).

[15] Müller D, Rock N M S, Groves D L. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study [J]. Mineralogy and Petrology, 1992, 46: 259- 289.

[16] 陶奎元, 高天钧, 陆志刚, 等. 东南沿海火山岩基底构造及火山- 侵入作用与成矿关系[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 63- 65.
Tao Kuiyuan, Gao Tianjun, Lu Zhigang, et al. Basement Tectonics of Volcanic Rock and Volcani- Intrusion Related to Mineralization of Coastal Area of Southeast China [M]. Beijing: Geological Publishing House,1998: 63- 65(in Chinese).

Redefinition of shoshonitic intrusive rocks in the southern part of the Jiangshan- Longyou area, Zhejiang, and its significance for ore finding

LU Cheng- zhong

(Zhejiang Institute of Geologic Survey, Hangzhou 311203, Zhejiang, China)

Abstract: Late Mesozoic intrusive rocks are widespread in the southern part of the Jiangshan- Longyou area, Zhejiang. They were formerly regarded as rocks of the calc- alkali series. Field geological, petrological and element geochemical studies indicate that quartz monzonite, monzonite, syenite and concomitant granite and granite porphyry belong to the shoshonitic series. This suite of rocks has higher contents of alkalis (Na_2O+K_2O=7.80%- 10.47%) and potassium (K_2O/Na_2O=0.92- 1.91), lower titanium contents (TiO_2=0.2%- 0.88%) and a higher content and wide range of Al_2O_3 (11.08%- 17.77%) and is enriched in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth element(LREE), with high ratios of Ce/Yb(27.29- 85.64), Ta/Yb(0.42- 0.73) and Th/Yb(3.44- 14.44), showing the geochemical characteristics of shoshonitic series rocks. The area is endowed with rich mineral resources, and most ore deposits are intimately associated with shoshonitic intrusive rocks in terms of both time and space. The shoshonitic intrusive rocks are parent rocks of ores, which are an important petrological indicator for ore finding.

Key words: shoshonitic intrusive rocks; lithology; element geochemistry; tectonic environment; southern Jiangshan- Longyou area

---

About the first author: LU Cheng- zhong, male, born in 1950, senior engineer, engages in regional geological survey; E- mail: cz5064@163.com.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net