

浙江山头郑晚中生代火山岩 - 二长质侵入岩岩石成因

张纯桐*, 卞争艳, 王昕婷, 夏睿, 贾悦, 刘磊

桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

收稿日期: 2025年3月26日; 录用日期: 2025年5月13日; 发布日期: 2025年5月26日

摘要

二长质岩石是探索深部物质组成、演化和动力学机制的理想对象, 本文对浙江山头郑地区二长质侵入岩和伴生的外围火山岩开展研究, 以揭示这些火山岩和侵入岩的成因联系, 并为中国东南部晚中生代构造 - 岩浆作用机制提供制约。LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学分析结果显示, 外围流纹岩形成于 139.32 ± 0.88 Ma而石英二长岩侵入体形成于 105.4 ± 1.1 Ma, 分别属于早白垩世早期和晚期岩浆活动产物, 二者没有直接的成因联系。锆石Lu-Hf同位素组成和全岩Mg#值等信息显示, 流纹岩和石英二长岩均主要来自古老地壳基底的重熔, 但有不同程度的亏损幔源物质加入, 其中参与形成石英二长岩的幔源物质贡献比例更高。亏损地幔物质贡献比例的升高, 反映早白垩世古太平洋板块俯冲导致上覆岩石圈伸展程度增强, 板片由低角度俯冲转变为高角度俯冲。

关键词

山头郑, 二长质侵入岩, 火山岩, 晚中生代, 岩石成因

Petrogenesis of Late Mesozoic Volcanic and Monzonitic Intrusive Rocks in Shantouzheng, Zhejiang

Chuntong Zhang*, Zhengyan Bian, Xinting Wang, Rui Xia, Yue Jia, Lei Liu

School of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

Received: Mar. 26th, 2025; accepted: May 13th, 2025; published: May 26th, 2025

Abstract

Monzonitic rocks are ideal to explore the composition, evolution and dynamics of deep materials

*通讯作者。

文章引用: 张纯桐, 卞争艳, 王昕婷, 夏睿, 贾悦, 刘磊. 浙江山头郑晚中生代火山岩-二长质侵入岩岩石成因[J]. 地球科学前沿, 2025, 15(5): 716-730. DOI: [10.12677/ag.2025.155070](https://doi.org/10.12677/ag.2025.155070)

within Earth. In this paper, monzonitic intrusion and associated peripheral volcanic rocks in the Shantouzheng area, Zhejiang Province are studied to reveal the genetic relationship between volcanic and intrusive rocks, and to provide constraints for the Late Mesozoic tectono-magmatic evolution history in SE China. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results show that the rhyolites were formed at 139.32 ± 0.88 Ma and the intrusive quartz monzonite was formed at 105.4 ± 1.1 Ma, which belong to the early and late episodes of Early Cretaceous magmatic activities respectively, and there is no direct genetic relationship between the two. Zircon Lu-Hf isotope compositions and Mg[#] values of the studied samples indicate that both rhyolites and quartz monzonites are mainly derived from remelting of ancient crustal basement, but there is obvious input of mantle materials, and the input proportion to form the quartz monzonite is higher. The increase in the contribution ratio of depleted mantle materials reflects that the overlying lithosphere extensional environment of the Early Cretaceous subduction system was enhanced, and the subducting paleo-Pacific plate changed from low angle subduction to high angle subduction.

Keywords

Shantouzheng, Monzonitic Intrusion, Volcanic Rocks, Late Mesozoic, Petrogenesis

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

中国东南部出露有大量的晚中生代岩浆岩，二长质岩石(包括石英二长岩和二长闪长岩等)是其中的重要组成部分。这些二长质岩石有些以岩株的形式单独存在，也有些与花岗岩共生后以复式杂岩体的形式产出，或与周围的火山岩共生构成火山 - 侵入杂岩。大多数情况下，二长质岩石与其共生的其他岩石在成因上具有紧密的联系。前人对二长质岩石的成因也提出了多种认识，概括起来主要有3种：1) 由下地壳物质经部分熔融形成[1]；2) 由交代富集岩石圈地幔部分熔融的原始岩浆经分离结晶作用而形成[2][3]；3) 由岩浆混合作用形成，主要是幔源玄武质岩浆与其诱发熔融的壳源长英质岩浆发生岩浆混合，并且经历进一步的分异作用[4]-[6]。二长质岩石多产于后造山伸展或大陆板内非造山裂谷等伸展环境，与幔源基性岩浆底侵等深部热动力学过程密切相关[5]，可提供大陆岩石圈壳幔相互作用与岩浆演化过程的丰富信息，因而成为探索地球深部物质组成、演化和动力学机制，以及揭示地球内部各圈层之间相互作用关系的重要研究对象。因此，二长质岩石的研究对揭示中国东南部晚中生代岩石圈演化和岩浆作用过程有着重要的意义。

浙江是二长质岩石的主要出露区，政和 - 大埔断裂以西的浙西地区出露有沐尘、马头、大莱等二长质侵入体，以东的浙东地区出露黄坛洋、猫狸岭、康谷等岩体[5]。前人对这些侵入体进行了比较细致深入的研究，但较少关注侵入体和与之密切伴生的火山岩之间的成因联系。因此本文选取浙东山头郑地区的二长质侵入岩及其外围的火山岩为研究对象，开展了系统的全岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学、Lu-Hf 同位素分析，以限定山头郑二长质侵入岩和外围火山岩的成因机制和二者之间可能的成因联系，并以二长质岩石所揭示的深部地质作用信息，为中国东南部晚中生代构造 - 岩浆演化机制提供制约。

2. 岩体地质概况

山头郑岩体位于浙江省台州市天台县南平乡山头郑村一带，岩体略呈东西向展布，出露面积大约为 7.8 km^2 ，岩体侵入到下白垩统磨石山群火山岩 - 沉积火山岩系中(图 1)。山头郑岩体主体岩性为石英二长

岩，岩体中存在暗色镁铁质微粒包体，在寄主岩中随机分布，大多数的包体个体较小，长径一般为5~10 cm，形态多样，多呈椭球形或者卵形等浑圆状外形。包体与寄主岩石之间的界线较为模糊，呈现出一种渐变的过渡关系，岩体边缘可见火山岩围岩角砾碎屑。本文对山头郑石英二长岩和外围火山岩进行了详细的野外地质调查，在横穿二者的剖面上连续采集了新鲜样品，包括4件石英二长岩和5件火山岩（图1）。石英二长岩呈深灰色，中细粒结构，主要由石英(10%~15%)、斜长石(20%~25%)、碱性长石(15%~20%)等矿物组成。石英和碱性长石常呈显微文象交生构成花斑结构。外围火山岩岩性为流纹岩，斑晶主要包括石英、斜长石、碱性长石等，含量约10%，基质呈霏细结构，由细小的石英、斜长石、碱性长石和玻璃质组成（图2）。

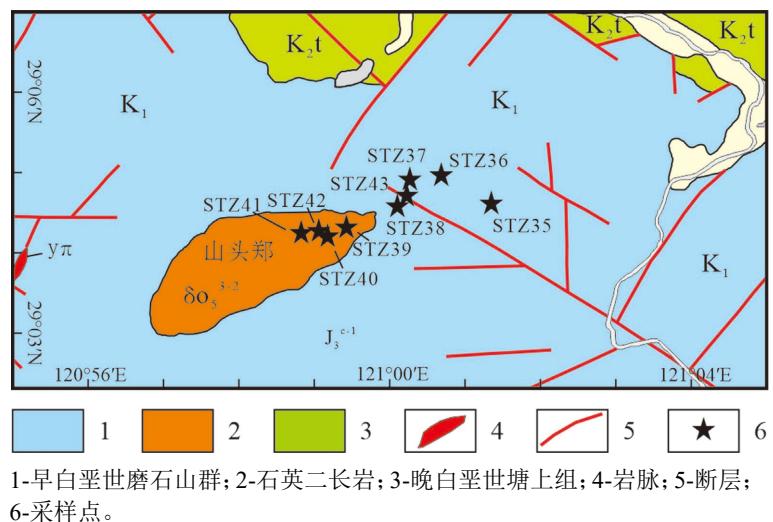
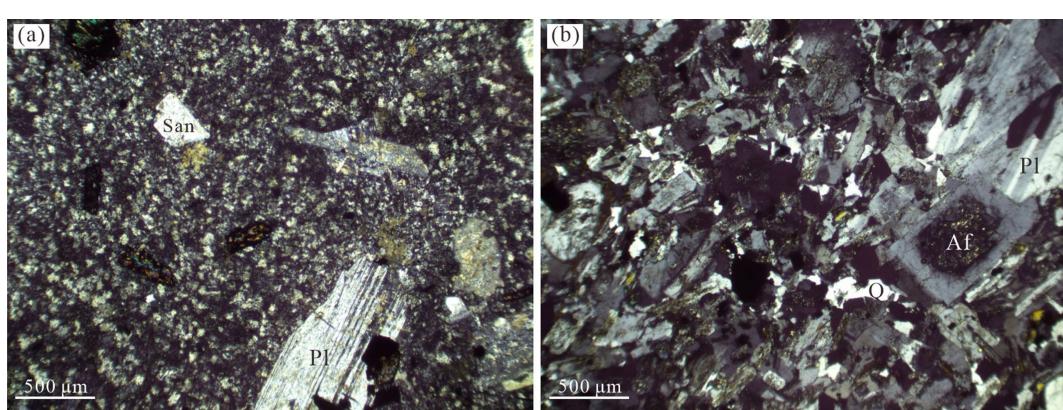


Figure 1. Geological map and sampling location of Shantouzheng area

图1. 山头郑地区地质简图及采样位置



San-透长石；Pl-斜长石；Af-碱性长石；Q-石英。

Figure 2. Microscopic petrographic characteristics of volcanic rock (a) and quartz monzonite (b) in Shantouzheng area

图2. 山头郑地区火山岩 (a)和石英二长岩 (b)显微岩相学特征

3. 分析方法

对随机分选出的锆石颗粒进行胶结和抛光，制成样品靶，之后在显微镜下进行透射光和反射光的观察和拍照，并拍摄阴极发光(CL)图像以确定锆石的成因类型并寻找出合适的实验测试分析点位。本文锆

石样品的处理分选和 CL 图像的拍摄工作在南京顺科检测科技有限公司进行, 后续其他分析在桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室完成。

锆石 U-Pb 定年分析采用的仪器为搭载 193 nm ArF 准分子激光器的 GeoLas HD 激光系统和 Agilent 7500 型 ICP-MS 质谱仪。具体的仪器设置、实验流程数据处理参照文献[7]。锆石 Lu-Hf 同位素的实验分析所用仪器为搭载 193 nm ArF 激光器和 GeoL as HD 激光剥蚀系统的 Neptune Plus MC-ICPMS。实验采用的激光熔蚀孔径为 44 μm 。进行全岩主、微量元素含量分析的样品, 选取新鲜无杂质的部分, 粉碎至 200 目以下。主量元素成分利用 X 射线荧光光谱仪(XRF)进行分析, 分析精确高于 $\pm 5\%$ 。微量元素的分析处理运用了酸溶法, 在电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上进行。在测试过程中使用了 USGS 标样(BHVO, AGV, W-2 G-2)和国家岩石标样(GSR-1, GSR-2, GSR-3)对样品元素含量进行校正, 分析精度高于 $\pm 2\% \sim 5\%$ 。

4. 分析结果

4.1. 锆石 U-Pb 年代学

本文对流纹岩和石英二长岩各选择 1 件代表性样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年工作。两件样品中的锆石多呈无色至浅褐色, 透明至半透明, 呈棱柱状自形晶, 流纹岩中的锆石稍大, 长径约为 130~200 μm , 长宽比值为 1.5:1~3:1, 而石英二长岩中的锆石略小, 长径在 80~110 μm 之间, 长宽比介于 1:1~3:1。被测锆石的 Th/U 比值均大于 0.4, CL 图像显示清晰的震荡环带(图 3), 表明这些锆石属于典型的岩浆结晶锆石[8]。本次对流纹岩样品的 21 颗锆石进行分析, 结果显示其年龄均投影于谐和线上或谐和线附近(图 4(a)), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $139.32 \pm 0.88 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.0067, 2\sigma$), 为早白垩世早期岩浆活动产物。石英二长岩样品的 23 颗锆石的分析结果同样投影于谐和线上(图 4(b)), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $105.4 \pm 1.1 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.012, 2\sigma$), 为早白垩世晚期岩浆活动产物。样品锆石 U-Pb 年代学分析结果见表 1。



Figure 3. Zircon CL images and analysis points and results of volcanic rock-intrusive rock in Shantouzheng

图 3. 山头郑火山岩 - 侵入岩锆石 CL 图像及分析点位和结果

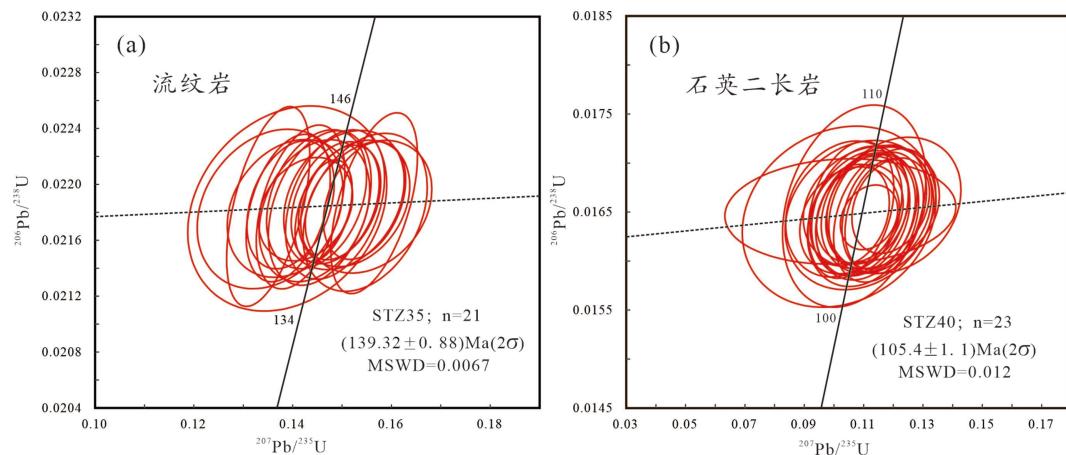


Figure 4. Zircon U-Pb geochronology analysis results of Shantouzheng volcanic rock-intrusive rock
图 4. 山头郑火山岩 - 侵入岩锆石 U-Pb 年代学分析结果

Table 1. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of Shantouzheng volcanic-intrusive rocks
表 1. 山头郑火山岩 - 侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

测试点	含量(ppm)		同位素比值						年龄(Ma)						
	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
流纹岩, STZ35															
-01	1301	738	1.76	0.0515	0.0018	0.1546	0.0055	0.0219	0.0003	265	77	146	5	140	2
-02	439	620	0.71	0.0512	0.0027	0.1525	0.0074	0.0219	0.0003	250	120	144	7	139	2
-03	750	973	0.77	0.0472	0.0018	0.1416	0.0059	0.0218	0.0004	58	89	134	5	139	2
-04	676	508	1.33	0.0520	0.0028	0.1547	0.0083	0.0218	0.0004	287	150	146	7	139	2
-07	915	1345	0.68	0.0487	0.0012	0.1463	0.0038	0.0218	0.0002	200	57	139	3	139	2
-08	326	333	0.98	0.0456	0.0037	0.1389	0.0133	0.0218	0.0005	0	0	132	12	139	3
-09	584	564	1.03	0.0450	0.0016	0.1351	0.0056	0.0218	0.0005	0	0	129	5	139	3
-10	547	537	1.02	0.0487	0.0027	0.1444	0.0074	0.0218	0.0003	200	61	137	7	139	2
-11	499	530	0.94	0.0481	0.0021	0.1448	0.0067	0.0219	0.0003	106	106	137	6	140	2
-12	364	515	0.71	0.0518	0.0028	0.1554	0.0085	0.0218	0.0003	280	126	147	7	139	2
-13	356	333	1.07	0.0448	0.0031	0.1354	0.0097	0.0218	0.0004	0	0	129	9	139	2
-14	397	481	0.83	0.0468	0.0020	0.1396	0.0058	0.0219	0.0003	39	100.0	133	5	139	2
-15	886	928	0.95	0.0493	0.0018	0.1486	0.0059	0.0219	0.0003	167	89	141	5	139	2
-16	577	737	0.78	0.0486	0.0023	0.1455	0.0069	0.0218	0.0004	128	111	138	6	139	2
-18	296	330	0.90	0.0499	0.0026	0.1504	0.0081	0.0219	0.0003	191	120	142	7	140	2
-19	759	1281	0.59	0.0520	0.0017	0.1565	0.0058	0.0219	0.0004	283	81	148	5	139	3
-20	521	568	0.92	0.0477	0.0022	0.1426	0.0063	0.0218	0.0002	83	104	135	6	139	2
-21	340	347	0.98	0.0467	0.0028	0.1394	0.0083	0.0218	0.0003	35	137	133	7	139	2
-22	701	768	0.91	0.0497	0.0017	0.1497	0.0053	0.0219	0.0003	189	80	142	5	139	2
-23	1133	943	1.20	0.0462	0.0018	0.1391	0.0056	0.0218	0.0003	9	93	132	5	139	2
-24	531	566	0.94	0.0497	0.0023	0.1486	0.0066	0.0219	0.0004	189	105	141	6	139	2

续表

石英二长岩, STZ40																	
-01	5236	1795	2.92	0.0506	0.0075	0.1126	0.0151	0.0165	0.0004	233	367	108	14	106	3		
-02	5706	1830	3.12	0.0464	0.0106	0.1018	0.0215	0.0165	0.0006	17	483	98	20	105	4		
-03	5348	1801	2.97	0.0521	0.0046	0.1150	0.0100	0.0164	0.0004	300	202	111	9	105	3		
-04	5247	1878	2.79	0.0470	0.0071	0.1086	0.0165	0.0165	0.0005	50	326	105	15	105	3		
-05	3380	1316	2.57	0.0478	0.0074	0.1068	0.0159	0.0166	0.0007	87	330	103	15	106	4		
-06	4255	1626	2.62	0.0450	0.0240	0.1075	0.0630	0.0164	0.0013	0	0	104	58	105	8		
-07	9366	2444	3.83	0.0531	0.0066	0.1202	0.0149	0.0166	0.0005	345	281	115	14	106	3		
-08	6149	2116	2.91	0.0447	0.0106	0.1022	0.0257	0.0165	0.0004	0	0	99	24	106	2		
-09	6386	2013	3.17	0.0517	0.0037	0.1159	0.0080	0.0165	0.0004	272	165	111	7	105	2		
-10	6386	1978	3.23	0.0494	0.0047	0.1097	0.0105	0.0165	0.0004	169	207	106	10	105	3		
-11	15149	3423	4.43	0.0495	0.0028	0.1118	0.0064	0.0164	0.0002	169	130	108	6	105	1		
-12	9567	2227	4.30	0.0461	0.0039	0.1057	0.0095	0.0165	0.0005	400	206	102	9	106	3		
-13	8938	2309	3.87	0.0486	0.0044	0.1088	0.0096	0.0165	0.0003	128	200	105	9	105	2		
-14	5580	1783	3.13	0.0490	0.0040	0.1113	0.0093	0.0165	0.0004	146	181	107	8	106	2		
-15	5847	1929	3.03	0.0473	0.0042	0.1053	0.0088	0.0165	0.0003	65	196	102	8	105	2		
-16	5018	1740	2.88	0.0483	0.0049	0.1107	0.0111	0.0165	0.0004	122	217	107	10	105	3		
-17	4090	1491	2.74	0.0522	0.0046	0.1185	0.0104	0.0165	0.0004	295	204	114	9	106	3		
-18	4975	1731	2.88	0.0482	0.0057	0.1053	0.0111	0.0164	0.0004	109	256	102	10	105	2		
-19	6312	1318	4.79	0.0489	0.0056	0.1098	0.0124	0.0164	0.0005	143	248	106	11	105	3		
-20	7738	2463	3.14	0.0510	0.0059	0.1144	0.0123	0.0165	0.0004	239	248	110	11	106	3		
-21	4699	1795	2.62	0.0502	0.0048	0.1148	0.0109	0.0165	0.0004	206	207	110	10	106	3		
-22	5504	1746	3.15	0.0491	0.0052	0.1088	0.0107	0.0165	0.0004	150	239	105	10	106	3		
-23	4913	1425	3.45	0.0520	0.0037	0.1191	0.0086	0.0166	0.0003	287	161	114	8	106	2		
-24	4338	1624	2.67	0.0467	0.0065	0.1033	0.0129	0.0165	0.0005	35	309	100	12	106	3		

4.2. 锆石 Lu-Hf 同位素

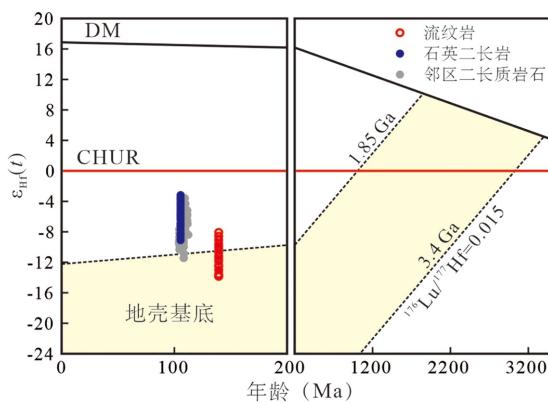


Figure 5. Zircon Lu-Hf isotopic composition of volcanic-intrusive rocks in Shantouzheng and its adjacent areas and its comparison with crustal basement composition [5] [9]

图 5. 山头郑及邻区火山岩 - 侵入岩锆石 Lu-Hf 同位素组成及与地壳基底成分的对比 [5] [9]

所分析流纹岩和石英二长岩样品的锆石 Lu-Hf 同位素组成差别较大(图 5; 表 2), 其中流纹岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -8.3~13.6, 对应的两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})为 1.69~2.02 Ga, 而石英二长岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -3.5~8.7, 对应的 T_{DM2} 年龄为 1.36~1.69 Ga。相比之下, 石英二长岩具有比流纹岩更为亏损的锆石 Lu-Hf 同位素组成, 而与邻区二长质岩石的成分[5]类似。

Table 2. Zircon Lu-Hf isotope analysis results of Shantouzheng volcanic rock-intrusive rock**表 2. 山头郑火山岩 - 侵入岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果**

测试点	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	T_{DM} (Ga)	T_{DM2} (Ga)
流纹岩, STZ35										
-01	140	0.282464	0.000017	0.002269	0.074028	0.282458	-8.5	0.6	1.15	1.70
-02	139	0.282367	0.000019	0.001264	0.037933	0.282363	-11.8	0.7	1.26	1.91
-03	139	0.282393	0.000014	0.001234	0.038213	0.282389	-10.9	0.5	1.22	1.85
-04	139	0.282386	0.000019	0.000916	0.028418	0.282384	-11.1	0.7	1.22	1.86
-05	126	0.282402	0.000014	0.001479	0.046544	0.282399	-10.9	0.5	1.22	1.84
-06	149	0.282419	0.000018	0.000990	0.030521	0.282416	-9.7	0.6	1.18	1.79
-07	139	0.282461	0.000019	0.001414	0.043413	0.282458	-8.5	0.7	1.13	1.70
-08	139	0.282350	0.000017	0.001019	0.030085	0.282347	-12.4	0.6	1.27	1.95
-09	139	0.282425	0.000018	0.001689	0.052814	0.282420	-9.8	0.6	1.19	1.78
-10	139	0.282422	0.000019	0.001536	0.046899	0.282418	-9.9	0.7	1.19	1.79
-11	140	0.282450	0.000017	0.001305	0.038702	0.282447	-8.9	0.6	1.14	1.72
-12	139	0.282365	0.000019	0.001141	0.035186	0.282362	-11.9	0.7	1.26	1.91
-13	139	0.282399	0.000018	0.000923	0.027998	0.282397	-10.6	0.6	1.20	1.84
-14	139	0.282328	0.000019	0.001417	0.043558	0.282324	-13.2	0.7	1.32	2.00
-15	139	0.282451	0.000019	0.001603	0.050386	0.282446	-8.9	0.7	1.15	1.73
-16	139	0.282384	0.000016	0.001409	0.043766	0.282380	-11.2	0.5	1.24	1.87
-17	140	0.282458	0.000016	0.001455	0.044938	0.282454	-8.6	0.6	1.14	1.71
-18	140	0.282448	0.000019	0.001158	0.036444	0.282445	-8.9	0.7	1.14	1.73
-19	139	0.282466	0.000021	0.001235	0.037915	0.282463	-8.3	0.7	1.12	1.69
-20	139	0.282390	0.000019	0.001168	0.036308	0.282387	-11.0	0.6	1.22	1.86
-21	139	0.282394	0.000018	0.001125	0.033070	0.282391	-10.8	0.6	1.22	1.85
-22	139	0.282409	0.000016	0.001545	0.046346	0.282405	-10.4	0.5	1.21	1.82
-23	139	0.282316	0.000016	0.001146	0.034492	0.282313	-13.6	0.6	1.33	2.02
石英二长岩, STZ40										
-01	106	0.282550	0.000015	0.001361	0.038294	0.282548	-6.1	0.5	1.00	1.52
-02	105	0.282527	0.000017	0.000794	0.021241	0.282525	-6.8	0.6	1.02	1.57
-03	105	0.282475	0.000018	0.000781	0.020117	0.282473	-8.7	0.6	1.09	1.69
-04	105	0.282592	0.000017	0.000947	0.025258	0.282591	-4.5	0.6	0.93	1.43

续表

-05	106	0.282547	0.000016	0.001110	0.030192	0.282545	-6.2	0.6	1.00	1.53
-06	105	0.282558	0.000016	0.000799	0.021360	0.282557	-5.8	0.6	0.98	1.50
-07	106	0.282579	0.000014	0.000737	0.021500	0.282578	-5.0	0.5	0.95	1.45
-08	106	0.282515	0.000015	0.000614	0.017413	0.282514	-7.2	0.5	1.03	1.60
-09	105	0.282521	0.000017	0.000809	0.023074	0.282519	-7.1	0.6	1.03	1.59
-10	105	0.282476	0.000016	0.000888	0.025371	0.282474	-8.7	0.6	1.09	1.68
-11	105	0.282591	0.000018	0.001195	0.033911	0.282588	-4.6	0.6	0.94	1.43
-12	106	0.282537	0.000015	0.000957	0.027811	0.282535	-6.5	0.5	1.01	1.55
-13	105	0.282530	0.000015	0.001014	0.028564	0.282528	-6.8	0.5	1.02	1.57
-14	106	0.282550	0.000015	0.000821	0.022264	0.282549	-6.0	0.5	0.99	1.52
-15	105	0.282570	0.000018	0.000950	0.026646	0.282568	-5.3	0.6	0.96	1.48
-16	105	0.282568	0.000016	0.000792	0.021340	0.282566	-5.4	0.5	0.96	1.48
-17	106	0.282589	0.000014	0.001166	0.032929	0.282587	-4.7	0.5	0.94	1.43
-18	105	0.282548	0.000016	0.000871	0.024537	0.282546	-6.1	0.6	0.99	1.52
-19	105	0.282621	0.000017	0.001145	0.032738	0.282619	-3.5	0.6	0.90	1.36
-20	106	0.282476	0.000015	0.000971	0.027401	0.282474	-8.6	0.5	1.10	1.68
-21	106	0.282568	0.000015	0.000671	0.018816	0.282566	-5.4	0.5	0.96	1.48
-22	106	0.282539	0.000014	0.000860	0.023276	0.282537	-6.4	0.5	1.01	1.54
-23	106	0.282580	0.000015	0.000725	0.019831	0.282579	-4.9	0.5	0.94	1.45
-24	106	0.282589	0.000016	0.000898	0.024952	0.282588	-4.6	0.6	0.94	1.43

4.3. 全岩主、微量元素

流纹岩具有较高的 SiO_2 含量(66.34%~73.50%), 全碱含量中等(7.94%~9.03%), 属亚碱性系列(图 6(a)), 碱度率(A.R)介于 2.75~3.06, 为钙碱性岩石(图 6(b)), 岩石相对富钾, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.75\sim1.79$, 表现为高钾钙碱性系列(图 6(c)), Al_2O_3 含量介于 14.07%~16.42%, 铝饱和指数(A/CNK)介于 0.91~1.16, 表现出准铝质至过铝质特征(图 6(d))。石英二长岩同样表现出高钾钙碱性和准铝质至过铝质特征, 但主量元素含量与流纹岩存在差别(图 6)。石英二长岩的 SiO_2 含量(59.78%~64.57%)和全碱含量(5.74%~8.05%)均较低, 碱度率介于 1.70~2.32, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 介于 0.43~0.71, Al_2O_3 的含量更高, 介于 16.88%~17.73%。

流纹岩和石英二长岩均具有轻稀土富集的地球化学组成, 稀土元素配分曲线呈右倾型(图 7(a)), 二者的稀土元素总量分别为 114~172 ppm 和 120~195 ppm, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 分别为 14.64~19.17 和 12.91~27.89 (表 3)。区别在于流纹岩的 Eu 负异常较为明显, 其 Eu/Eu^* 比值介于 0.73~0.92, 而石英二长岩的 Eu/Eu^* 比值为 0.97~1.19, 表现出一定程度的 Eu 正异常。微量元素组成上, 流纹岩表现出 Rb 、 Th 、 U 、 Pb 等元素的富集, 和 Nb 、 Ta 、 Ti 等元素的亏损, 且 Ti 元素的亏损程度较高, 同时流纹岩还具有明显的 Sr 元素亏损(图 7(b))。而石英二长岩在微量元素组成上与流纹岩大致相似, 同样表现出了 Rb 、 Th 、 U 、 Pb 等元素的富集, 和 Nb 、 Ta 、 Ti 等元素的亏损(图 7(b)), 但在元素的亏损程度上石英二长岩明显比流纹岩低, 且石英二长岩没有表现出 Sr 元素的亏损, 反而具有一定的正异常。

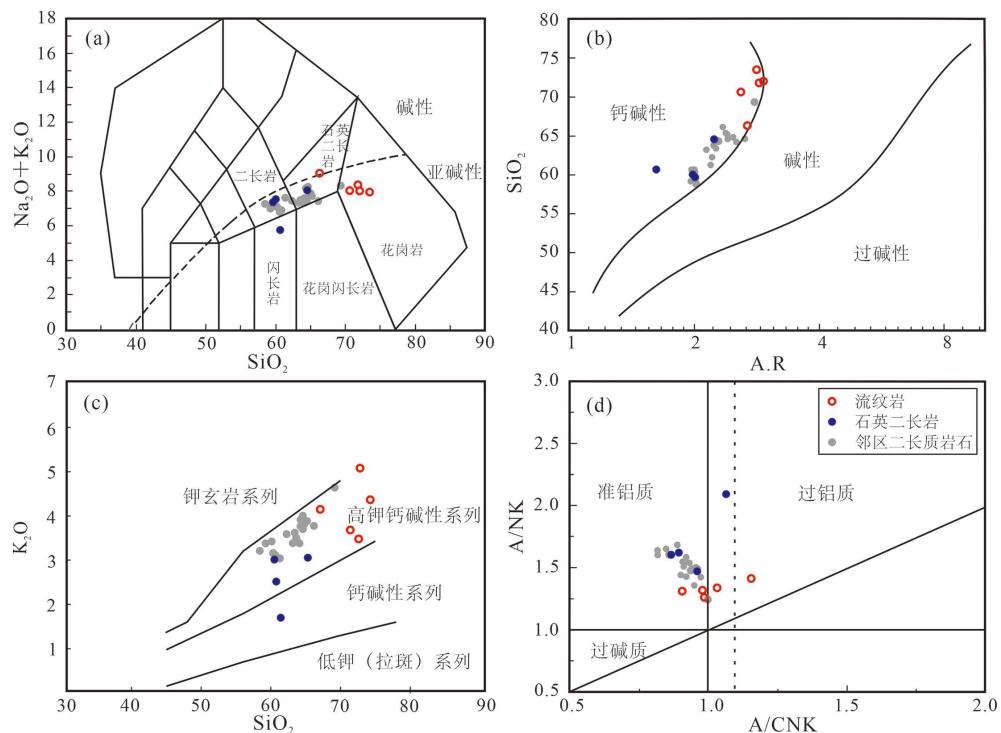


Figure 6. Main element composition diagram of volcanic rock-intrusive rock in Shantouzheng and its adjacent area [5]

图 6. 山头郑及邻区火山岩 - 侵入岩主量元素成分图解[5]

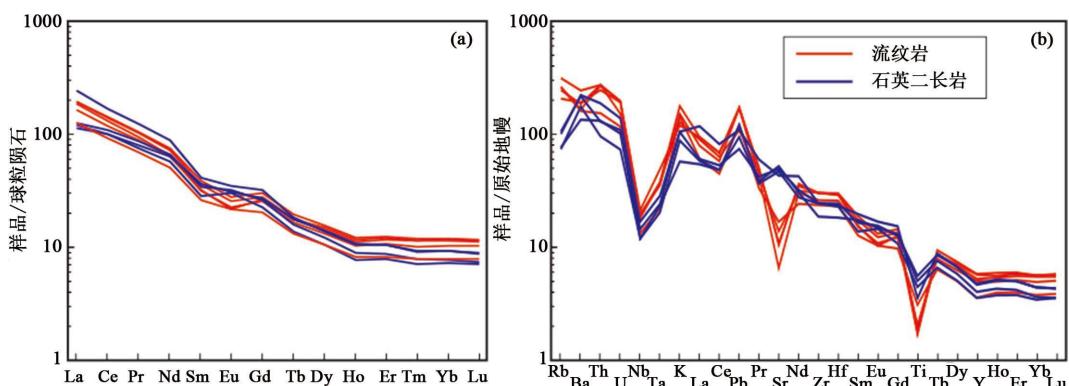


Figure 7. Rare earth element distribution curve of Shantouzheng volcanic rock-intrusive rock [9] (a) and trace element spider diagram [10] (b)

图 7. 山头郑火山岩 - 侵入岩稀土元素配分曲线[9] (a) 和微量元素蛛网图[10] (b)

Table 3. Analysis results of major elements (%) and trace elements (ppm) of Shantouzheng volcanic-intrusive rocks
表 3. 山头郑火山岩 - 侵入岩主量元素(%)和微量元素(ppm)分析结果

岩性	流纹岩								石英二长岩							
	样品号	STZ35	STZ36	STZ37	STZ38	STZ43	STZ39	STZ40	STZ41	STZ42	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O+K ₂ O
	SiO ₂	70.21	71.25	69.32	69.03	64.41	58.26	62.76	59.13	58.40						
	TiO ₂	0.39	0.34	0.35	0.41	0.62	1.12	0.71	0.89	1.01						
	Al ₂ O ₃	14.44	13.64	14.27	14.18	15.94	17.02	16.40	17.46	16.49						

续表

TFe ₂ O ₃	2.43	1.71	2.09	2.64	3.66	6.26	4.30	6.16	6.64
MnO	0.05	0.06	0.05	0.08	0.09	0.09	0.08	0.11	0.13
MgO	0.66	0.54	0.57	0.80	1.16	3.00	1.60	2.15	2.43
CaO	1.24	1.64	1.71	2.63	2.28	4.30	3.24	4.79	4.79
Na ₂ O	2.85	3.33	4.61	4.14	4.62	3.86	4.78	4.87	4.26
K ₂ O	5.11	4.36	3.45	3.70	4.15	1.65	3.04	2.54	3.02
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.07	0.09	0.16	0.43	0.27	0.35	0.52
LOI	2.44	2.74	2.57	1.57	2.87	3.97	1.93	1.11	1.72
Total	99.91	99.68	99.08	99.28	99.95	99.97	99.11	99.57	99.42
A/NK	1.41	1.34	1.26	1.31	1.32	2.09	1.47	1.62	1.60
A/CNK	1.16	1.03	0.99	0.91	0.98	1.07	0.96	0.90	0.87
Li	14.7	11.7	10.0	9.42	14.0	21.6	6.51	9.91	7.17
Sc	4.61	3.36	4.61	3.62	6.82	12.7	5.91	7.54	9.71
V	14.4	10.3	13.9	21.5	27.0	142	65.6	96.5	121
Cr	10.4	8.85	85.0	10.2	6.21	9.37	14.4	11.6	12.7
Co	24.5	13.2	16.2	26.9	12.0	29.1	23.0	28.3	20.9
Ni	6.45	3.44	42.4	7.20	2.87	6.08	5.43	6.72	5.43
Cu	2.06	1.62	3.67	1.41	3.39	5.88	3.67	4.42	5.47
Zn	58.4	43.5	56.6	37.2	53.4	91.4	68.0	55.5	68.8
Ga	76.9	42.9	47.4	49.0	51.8	38.1	53.8	45.8	54.3
Rb	188	157	147	123	156	45.6	60.2	44.2	63.3
Sr	215	130	207	275	333	1034	852	931	973
Zr	316	273	315	318	247	195	257	255	255
Nb	12.7	12.9	14.0	11.9	8.70	7.86	11.0	7.80	9.50
Cs	13.4	4.70	4.85	2.85	9.46	4.27	1.29	3.65	0.75
Ba	1603	1091	1219	1261	1054	884	1455	1159	1430
Hf	8.17	7.30	8.47	8.26	6.51	5.15	6.58	6.47	6.86
Ta	1.39	1.30	1.80	1.37	0.81	0.86	1.05	0.75	0.89
Tl	7.04	7.34	6.70	6.65	5.49	3.66	3.79	3.19	4.32
Pb	25.4	25.4	25.8	16.2	18.2	18.0	16.3	14.2	11.1
Th	21.6	21.3	21.6	19.4	12.2	10.4	14.9	7.59	10.2
U	3.07	3.92	3.98	3.87	2.36	2.05	2.80	1.48	2.20
Ti	2238	1714	2099	2249	2539	5835	3885	4611	5566
Y	22.5	24.6	24.9	21.6	15.3	20.344	20.0	15.2	17.3
La	61.0	51.0	60.8	57.9	39.1	35.0	76.0	37.5	39.0
Ce	114	96.5	114	105	74.7	80.5	137	80.7	88.6

续表

Pr	12.6	10.9	12.9	11.4	8.41	9.69	15.1	9.24	10.6
Nd	43.2	37.8	45.3	39.2	30.2	38.0	52.8	34.5	40.1
Sm	7.00	6.28	7.61	6.13	5.15	7.07	7.96	5.57	6.67
Eu	1.88	1.58	2.03	1.67	1.59	2.28	2.59	2.24	2.38
Gd	7.29	6.86	7.84	6.63	5.29	7.11	8.31	5.86	6.82
Tb	0.85	0.84	0.93	0.78	0.63	0.84	0.87	0.65	0.75
Dy	4.61	4.77	5.00	4.21	3.39	4.54	4.48	3.40	3.92
Ho	0.80	0.83	0.88	0.74	0.59	0.77	0.75	0.56	0.64
Er	2.43	2.54	2.61	2.24	1.74	2.19	2.19	1.65	1.83
Tm	0.37	0.37	0.39	0.32	0.26	0.30	0.30	0.23	0.26
Yb	2.41	2.50	2.47	2.17	1.66	1.94	1.95	1.51	1.60
Lu	0.37	0.38	0.39	0.34	0.26	0.29	0.29	0.24	0.24
Σ REE	168	152	174	156	114	132	195	120	134
(La/Yb)N	17.09	13.76	16.58	18.01	15.84	12.13	26.22	16.78	16.44
Eu/Eu*	0.80	0.73	0.80	0.80	0.92	0.97	0.97	1.19	1.07

5. 讨论

5.1. 火山岩和侵入岩的关系

大规模的硅质火山岩与侵入岩的成因关系主要有两种形式。一是侵入岩是未喷发、未分异的火山岩的对应物，二者由岩浆受不同因素(如水含量等)控制独立形成[11][12]。另一种形式中火山岩为喷出的高硅分异熔体，而花岗岩是火山喷发时未完全排出的残余液相和晶体的混合物[13]，此种情况下最终形成火山岩和侵入岩密切共生的火山-侵入杂岩。

具有密切成因联系的火山岩和侵入岩一般满足“时、空、源”的一致性[14]，即形成时代相同、产出空间相近、岩浆源区相似。山头郑地区石英二长岩和外围的流纹岩满足空间上的一致性，其产状接近火山-侵入杂岩，在这种情况下外围火山岩为先期喷发的岩浆，而后期侵入岩为侵入相的晚期岩浆。然而，尽管山头郑地区火山岩和侵入岩在地球化学成分上具有一定程度的互补性，满足先期火山岩和残余的后期岩浆的地球化学成分特征，但其形成时代跨度过大，从约 139 Ma 至 105 Ma 有 34 Ma 的时间间距，远远超过了连续的岩浆活动的时间范围[15]。因此，山头郑地区早白垩世早期流纹岩和早白垩世晚期石英二长岩为两期独立的岩浆活动产物，二者之间没有直接的成因联系。

山头郑所在的浙江地区在晚中生代经历的岩浆活动大致可分为 4 个时期：约 177 Ma、140~128 Ma、122~120 Ma 和 110~88 Ma [16]。前三期岩浆活动构成了区域内广泛发育的下火山岩系，而第四期岩浆活动形成了上岩系火山-沉积系列。山头郑地区流纹岩和石英二长岩的形成时代分别对应了这两套火山岩系，其岩石成因以及源区等的变化可为区域构造-岩浆作用过程和演变提供制约。

5.2. 岩石成因

前人对浙江地区大量出露的晚中生代二长质岩石开展了一定程度的研究，已有结果显示这些二长质岩石成因较为复杂，岩浆源区也各有不同。因此，对山头郑地区流纹岩尤其是石英二长岩的成因分析必须首先判别其岩浆源区。

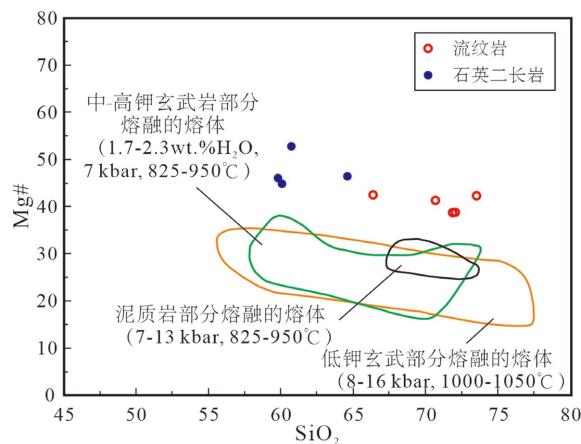


Figure 8. Diagram of the relationship between SiO_2 content and $\text{Mg}^{\#}$ value of volcanic-intrusive rocks in Shantouzheng [17]
图 8. 山头郑火山岩 - 侵入岩 SiO_2 含量与 $\text{Mg}^{\#}$ 值关系图解[17]

$\text{Mg}^{\#}$ 值是区分地幔来源的岩浆有没有参与到壳源岩浆组分的重要证据[18]。实验岩石学研究显示，典型的大洋中脊拉斑玄武岩(MORB)的 $\text{Mg}^{\#}$ 值大约为 60 左右，而玄武质的下地壳发生部分熔融所产生的熔体岩浆，不管熔融程度的高低，其 $\text{Mg}^{\#}$ 值都小于 40，而只有存在地幔玄武质岩浆参与到成岩过程时，才能导致成岩岩浆熔体的 $\text{Mg}^{\#}$ 值增大(>40)[19]。山头郑流纹岩的 MgO 含量偏高，其 $\text{Mg}^{\#}$ 值介于 38.76~42.51 之间，表明在其成岩过程中很可能有一定量的幔源组分的参与(图 8)。此外，同位素组成可以更好地反映源区特征。前人对中国东南部晚中生代中酸性火山岩 - 侵入岩已进行过较多锆石 Lu-Hf 同位素组成及其变化规律的研究[2][5][20][21]，整体规律显示随时间由早到晚，晚侏罗世以来至晚白垩世的火山岩 - 侵入岩的锆石 Lu-Hf 同位素组成由富集逐渐转为亏损。如前所述，山头郑地区流纹岩和石英二长岩的形成时代分别对应区域晚中生代岩浆活动高峰期和尾声两个时期。本文研究山头郑流纹岩的锆石 Lu-Hf 同位素组成超出了研究区所在的华夏地块地壳基底演化域的范围(图 5)，与区域内同时代火山岩 - 侵入岩的成分特征一致，这些岩石被普遍认为形成于古老地壳重熔形成的岩浆混合少量亏损幔源组分。因此，流纹岩主要来自古老地壳基底的部分熔融，但有一定程度的亏损幔源物质的参与。另一方面，石英二长岩的 $\text{Mg}^{\#}$ 值为 44.86~52.7，相较地壳物质重熔而成岩石的 $\text{Mg}^{\#}$ 值高的更为明显，显示在石英二长岩的成岩过程中更可能有幔源组分的参与[17]。石英二长岩的锆石 Lu-Hf 同位素组成也显示，其明显比地壳基底更为亏损，显示在其成岩过程中可能有更高比例的亏损幔源物质贡献。

通过锆石 Ti 温度计[22]计算可得知，流纹岩的岩浆结晶温度约为 661°C~797°C，而石英二长岩的岩浆结晶温度为 803°C~858°C。这进一步验证了后者岩浆作用过程中有更为明显的地幔岩浆参与，来自地幔的高温岩浆注入古老地壳基底熔融而成的长英质岩浆，显著提高了岩浆温度。

流纹岩和石英二长岩的主量元素 Harker 图解显示，随着 SiO_2 含量的升高， Al_2O_3 、 CaO 、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 和 P_2O_5 等主要氧化物呈线性趋势降低(图 9)。尽管流纹岩和石英二长岩之间没有直接的成因联系，整体的线性趋势不能反映二者之间存在岩浆演化，但是每种岩石内部的线性变化则反映在岩浆作用过程中经历了一定的分离结晶作用。对于石英二长岩而言，其整体 SiO_2 含量低于流纹岩中演化程度最低的样品，这很可能是由于地幔物质的加入而导致。古老地壳重熔而成的酸性岩浆混入基性的幔源岩浆，是中性的石英二长岩岩浆的主要成因。另外石英二长岩明显的 Eu 和 Sr 正异常也是基性岩浆加入的结果。

综上所述，山头郑地区早白垩世石英二长岩和流纹岩的成因大致为：约 139 Ma 时古老地壳物质受热重熔形成了长英质岩浆，有少量亏损地幔来源的岩浆与之发生混合，喷发形成了流纹岩；其后在约 105

Ma 时古老地壳物质受热重熔形成与之前成分相似的长英质岩浆，但有明显更高比例的亏损地幔来源的岩浆混入其中，最终形成的石英二长岩侵入于流纹岩中。

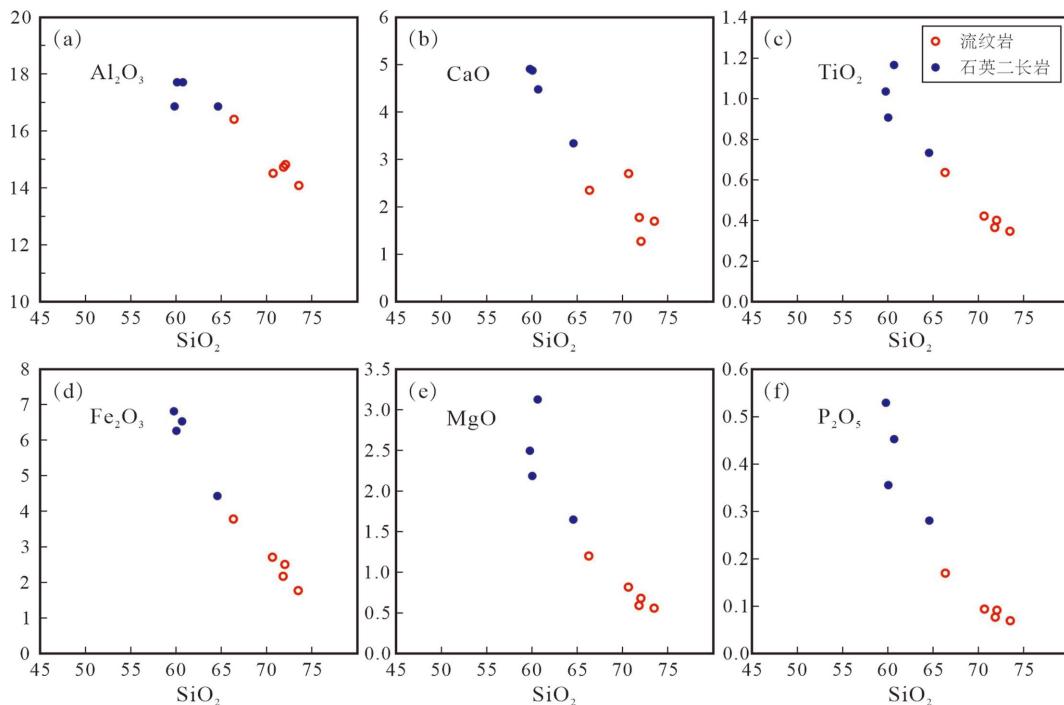


Figure 9. Harker diagram of major elements of volcanic rock-intrusive rock in Shantouzheng
图 9. 山头郑火山岩 - 侵入岩主量元素 Harker 图解

5.3. 地质意义

中国东南部晚中生代岩浆作用已被广泛认可形成于安第斯型活动大陆边缘构造背景[5] [20] [21] [23] [24]，主要活动于约 190~90 Ma [23]。在该模型中，俯冲的古太平洋板片脱水引发上覆软流圈部分熔融，形成亏损的玄武质岩浆继续上涌，底侵于下地壳进而诱发地壳物质发生部分熔融形成长英质岩浆。因此，底侵的幔源玄武质岩浆是长英质岩浆形成的能量来源。本文对山头郑火山岩 - 侵入岩的研究结果显示，玄武质岩浆还作为重要的物质成分参与了地壳岩浆作用过程。

由早白垩世早期向晚期的岩浆作用过程变化中，主要的区别在于亏损幔源岩浆贡献的比例逐渐升高，在此过程中还伴随了岩浆岩带由内陆向沿海的迁移[16] [21]。这是由于距今约 160 Ma 古太平洋板块由前进式俯冲转化为后撤式俯冲，大陆地壳在洋壳的吸附力作用下被动向大洋方向运动。上覆岩石因为俯冲板块的牵引正处于伸展应力环境[25]。伸展环境则会促使幔源岩浆的上涌。而山头郑石英二长岩中更高比例的幔源岩浆贡献体现了更为强烈的幔源岩浆上涌，暗示在其形成的早白垩世晚期，上覆岩石圈的伸展程度明显增强。这反映古太平洋板片俯冲角度明显增大，由早白垩世早期的低角度俯冲转变为了早白垩世晚期的高角度俯冲。

6. 结论

浙江山头郑地区流纹岩和侵入其中的石英二长岩分别形成于 139.32 ± 0.88 Ma 和 105.4 ± 1.1 Ma，分别为早白垩世早期和晚期岩浆活动的产物，二者没有直接的成因联系，不构成火山 - 侵入杂岩。流纹岩主要源于古老地壳物质的重熔，仅有少量亏损地幔来源的物质贡献；石英二长岩则在古老地壳物质重熔

形成的长英质岩浆基础上，混入了较高比例的亏损地幔来源的岩浆。亏损地幔物质贡献比例的升高，反映早白垩世俯冲体系的上覆岩石圈伸展环境增强，板片由低角度俯冲转变为高角度俯冲。

基金项目

国家自然科学基金项目“中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩岩石成因中幔源岩浆作用贡献及其时空差异”(42073031)。

参考文献

- [1] Xu, Y.G., Huang, X., Ma, J., Wang, Y., Iizuka, Y., Xu, J., et al. (2004) Crust-Mantle Interaction during the Tectono-Thermal Reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP Zircon U-Pb Chronology and Geochemistry of Mesozoic Plutons from Western Shandong. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **147**, 750-767. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0594-y>
- [2] Jiang, Y., Jiang, S., Ling, H., Zhou, X., Rui, X. and Yang, W. (2002) Petrology and Geochemistry of Shoshonitic Plutons from the Western Kunlun Orogenic Belt, Xinjiang, Northwestern China: Implications for Granitoid Geneses. *Lithos*, **63**, 165-187. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00140-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00140-8)
- [3] Wang, F., Lu, X., Lo, C., Wu, F., He, H., Yang, L., et al. (2007) Post-Collisional, Potassic Monzonite-Minette Complex (Shahewan) in the Qinling Mountains (Central China): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology, Petrogenesis, and Implications for the Dynamic Setting of the Qinling Orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, **31**, 153-166. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2007.06.002>
- [4] Yang, S., Jiang, S., Jiang, Y., Zhao, K. and Fan, H. (2010) Geochemical, Zircon U-Pb Dating and Sr-Nd-Hf Isotopic Constraints on the Age and Petrogenesis of an Early Cretaceous Volcanic-Intrusive Complex at Xiangshan, Southeast China. *Mineralogy and Petrology*, **101**, 21-48. <https://doi.org/10.1007/s00710-010-0136-4>
- [5] Liu, L., Qiu, J. and Li, Z. (2013) Origin of Mafic Microgranular Enclaves (MMEs) and Their Host Quartz Monzonites from the Muchen Pluton in Zhejiang Province, Southeast China: Implications for Magma Mixing and Crust-Mantle Interaction. *Lithos*, **160-161**, 145-163. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.005>
- [6] Wang, W., Liu, S., Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., et al. (2013) Geochemistry and Zircon U-Pb-Hf Isotopes of the Late Paleoproterozoic Jianping Diorite-Monzonite-Syenite Suite of the North China Craton: Implications for Petrogenesis and Geodynamic Setting. *Lithos*, **162-163**, 175-194. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.005>
- [7] Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., Gao, C., Zong, K. and Wang, D. (2009) Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology*, **51**, 537-571. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp082>
- [8] Wu, Y. and Zheng, Y. (2004) Genesis of Zircon and Its Constraints on Interpretation of U-Pb Age. *Chinese Science Bulletin*, **49**, 1554-1569. <https://doi.org/10.1007/bf03184122>
- [9] Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the Elements: Meteoritic and Solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 197-214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-x)
- [10] McDonough, W.F. and Sun, S. (1995) The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- [11] Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W. and Taylor, R.Z. (2004) Are Plutons Assembled over Millions of Years by Amalgamation from Small Magma Chambers? *GSA Today*, **14**, 4-11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004:apaomo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004:apaomo>2.0.co;2)
- [12] Tappa, M.J., Coleman, D.S., Mills, R.D. and Samperton, K.M. (2011) The Plutonic Record of a Silicic Ignimbrite from the Latir Volcanic Field, New Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**, Q10011. <https://doi.org/10.1029/2011gc003700>
- [13] Lipman, P.W. and Bachmann, O. (2015) Ignimbrites to Batholiths: Integrating Perspectives from Geological, Geophysical, and Geochronological Data. *Geosphere*, **11**, 705-743. <https://doi.org/10.1130/ges01091.1>
- [14] 王德滋, 周金城, 邱检生, 等. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩特征与成因[J]. 高校地质学报, 2000, 6(4): 487-498.
- [15] 马昌前, 李艳青. 花岗岩体的累积生长与高结晶度岩浆的分异[J]. 岩石学报, 2017, 33(5): 1479-1488.
- [16] Liu, L., Xu, X. and Zou, H. (2012) Episodic Eruptions of the Late Mesozoic Volcanic Sequences in Southeastern Zhejiang, SE China: Petrogenesis and Implications for the Geodynamics of Paleo-Pacific Subduction. *Lithos*, **154**, 166-180. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.002>

-
- [17] Jiang, Y., Jia, R., Liu, Z., Liao, S., Zhao, P. and Zhou, Q. (2013) Origin of Middle Triassic High-K Calc-Alkaline Granitoids and Their Potassic Microgranular Enclaves from the Western Kunlun Orogen, Northwest China: A Record of the Closure of Paleotethys. *Lithos*, **156**, 13-30. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.004>
 - [18] Smithies, R.H. (2000) The Archaean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) Series Is Not an Analogue of Cenozoic Adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, **182**, 115-125. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(00\)00236-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00236-3)
 - [19] Rapp, R.P. and Watson, E.B. (1995) Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 Kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, **36**, 891-931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
 - [20] Xu, X., Zhao, K., He, Z., Liu, L. and Hong, W. (2021) Cretaceous Volcanic-Plutonic Magmatism in SE China and a Genetic Model. *Lithos*, **402**, Article ID: 105728. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105728>
 - [21] Liu, L., Xu, X. and Xia, Y. (2016) Asynchronizing Paleo-Pacific Slab Rollback beneath SE China: Insights from the Episodic Late Mesozoic Volcanism. *Gondwana Research*, **37**, 397-407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.09.009>
 - [22] Ferry, J.M. and Watson, E.B. (2007) New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
 - [23] Zhou, X., Sun, T., Shen, W., Shu, L. and Niu, Y. (2006) Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response to Tectonic Evolution. *Episodes*, **29**, 26-33. <https://doi.org/10.18814/epijugs/2006/v29i1/004>
 - [24] Liu, J., Wang, S., Wang, X., Du, D., Xing, G., Fu, J., et al. (2020) Refining the Spatio-Temporal Distributions of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in SE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **201**, Article ID: 104503. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104503>
 - [25] Forsyth, D. and Uyeda, S. (1975) On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion. *Geophysical Journal International*, **43**, 163-200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1975.tb00631.x>