

海南岛新生代玄武岩成因的 PGE 与 Os 同位素地球化学制约

王国庆^{1,2}, 郭锋^{1,3*}, 赵亮^{1,3}

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049; 3. 中国科学院深地科学卓越研究中心, 广东 广州 510640)

摘要: 本文对海南岛新生代玄武岩开展了 PGE 和 Re-Os 同位素体系的系统研究, 结合全岩主量、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素数据, 取得了如下认识: ①海南岛新生代玄武岩根据 PGE 含量和配分模式可以划分为两类, 第一类 PGE 总量为 $1.88 \times 10^{-9} \sim 4.54 \times 10^{-9}$, 配分模式为相对平坦型($Pd/Ir < 3.5$), 高 Os 含量和低 $^{187}Os/^{188}Os$ 值, 代表了来自亏损软流圈地幔的熔体; 第二类 PGE 总量为 $0.35 \times 10^{-9} \sim 2.67 \times 10^{-9}$, 配分模式为向右向上倾型($Pd/Ir > 5.0$), 低 Os 含量和高 $^{187}Os/^{188}Os$ 值, 反映其熔融地幔源区包含了大量的再循环洋壳; ②海南岛新生代玄武岩 PGE 地球化学特征受控于岩浆演化过程中硫化物的熔离作用; ③Os-Pb 同位素模拟结果暗示海南岛新生代玄武岩再循环洋壳的年龄在 100~300 Ma 之间, 为近期/同期俯冲的大洋板片。本次研究为进一步理解海南岛新生代玄武岩源区的再循环组分来源、硫化物在岩浆起源与演化的作用以及地幔柱演化动力学方面提供了新的依据。

关键词: 再循环洋壳; PGE; Re-Os 同位素; 新生代玄武岩; 海南岛

中图分类号: P581; P595; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2022)03-0483-018

0 引言

海南岛及周边地区包括雷州半岛、南海海盆、北部湾地区、印支半岛等地广泛分布新生代玄武岩(图 1b), 前人对这些玄武岩进行了大量研究。Hoang and Flower (1998)认为在海南岛周缘可能存在一个分散的大火成岩省, 其成因与地幔柱作用相关(Wang et al., 2012, 2013; Xia et al., 2016)。已有的年代学和岩石地球化学研究表明, 这些玄武岩主要喷发于晚新生代(Ho et al., 2000; 韩江伟等, 2009; Wang et al., 2012), 岩石类型包括拉斑玄武岩和碱性玄武岩, 微

量元素蛛网图特征与典型洋岛型玄武岩(OIB)一致, 全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素结果指示玄武岩源区具有两端元混合的特征, 即 DMM 和 EM2, 且具有 Dupal 异常(Tu et al., 1992; Zou and Fan, 2010; Wang et al., 2012, 2013; Liu et al., 2015; 梅盛旺和任钟元, 2019)。然而, 关于 EM2 的来源一直存在争议, 有人认为其可能来源于陆下岩石圈地幔(Tu et al., 1992; Hoang et al., 1996), 也有学者认为源于再循环到核-幔边界的太平洋洋壳(Wang et al., 2013; Li et al., 2020)。

Re 和 Os 具有强烈的亲铁和亲铜性质, 在地球早期形成和分异过程中富集于地核, 而在地幔中含

收稿日期: 2021-10-12; 改回日期: 2022-01-21

项目资助: 国家自然科学基金委 NSFC-广东省联合基金项目(U1701641)和国家自然科学基金项目(41525006、42073032、42021002)联合资助。

第一作者简介: 王国庆(1994-), 女, 硕士研究生, 地球化学专业。E-mail: wangqq@gig.ac.cn

通信作者: 郭锋(1971-), 男, 研究员, 主要从事岩石学和大地构造学研究。E-mail: guofengt@263.net; fengguo@gig.ac.cn

量较低。 ^{187}Re 可通过 β 衰变形成 ^{187}Os 。在地幔熔融过程中, Re 和 Os 表现出不同的地球化学行为, Os 是相容元素, 易残留在地幔中; Re 是中等不相容元素, 倾向进入熔体及流体相中。基于 Re 和 Os 的地球化学性质, Re-Os 同位素体系在大陆岩石圈地幔定年、示踪壳幔演化和超基性-基性岩成因研究等方面都具有重要意义(Shirey and Walker, 1998; Gao et al., 2002)。

铂族元素(PGE)包括锇(Os)、铱(Ir)、钌(Ru)、铑(Rh)、铂(Pt)和钯(Pd)6个元素, 具高度亲硫性(Barnes et al., 1985; Barnes, 1993)。根据耐熔性和化学性质, 铂族元素可分为两个亚组, 即相对易熔的 PPGE(Rh、Pt、Pd)和难熔的 IPGE(Os、Ir、Ru)(Pearson

et al., 2004; Becker et al., 2006)。由于 IPGE 元素相容性远大于 PPGE, 在地幔分异过程中, Os、Ir、Ru 倾向于保留在地幔残留相, 而 Rh、Pt、Pd 倾向进入到熔体相。因此, 经历了高度熔体提取的难熔克拉通型地幔具有 PPGE 相对 IPGE 亏损的特征, 而新生的饱满型岩石圈地幔具有相对平坦的 PGE 配分模式(Lorand et al., 2013); 熔体相(玄武岩)则表现出 IPGE 相对 PPGE 的亏损配分模式。由于铂族元素的亲硫亲铜性, 它们容易进入到硫化物中, 因此可以用 PGE 配分模式来判断熔体中硫的饱和程度。基于铂族元素具有不同于其他微量元素的特殊化学性质, 运用 PGE 地球化学行为来示踪镁铁质岩浆起源和

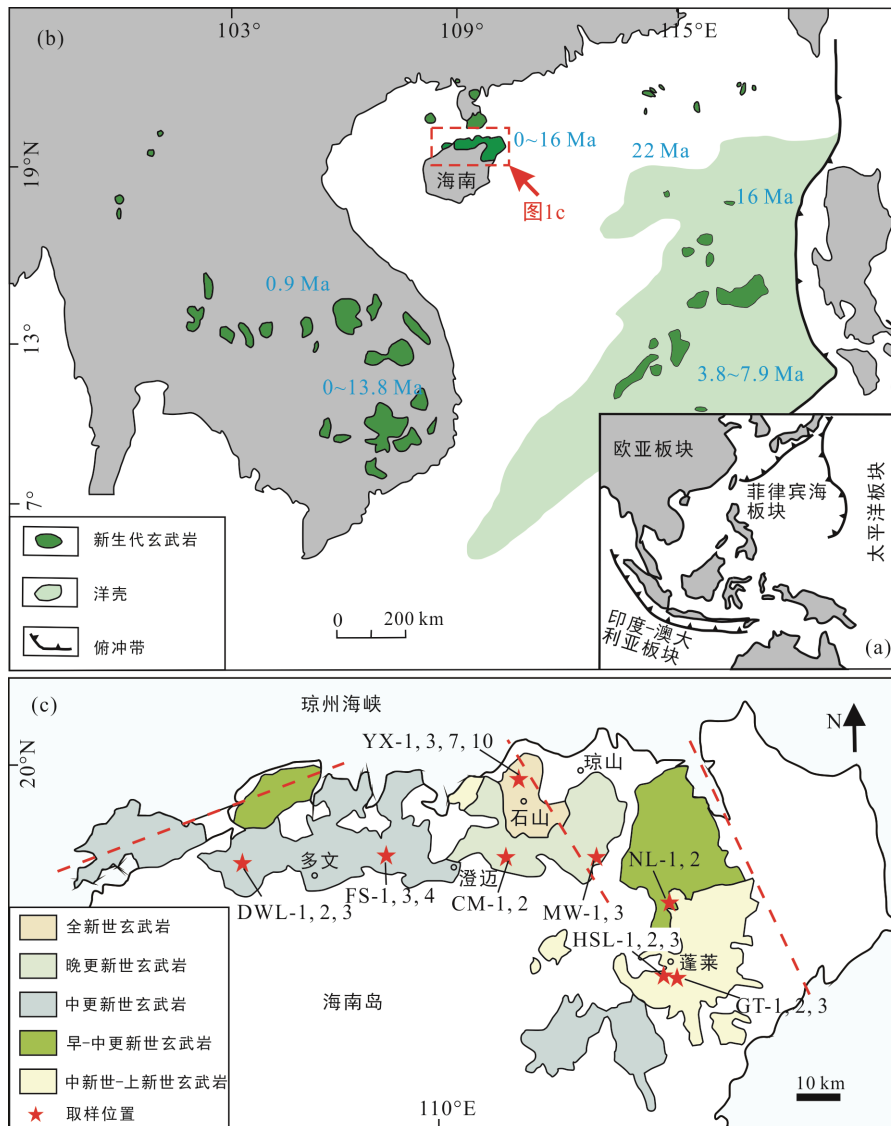


图 b 据 Yan et al., 2018 修改, 年龄数据来自 Ho et al., 2000; 图 c 据 Wang et al., 2012 修改。

图 1 南亚大地构造图(a)、东南亚(b)和海南岛(c)新生代玄武岩分布图

Fig.1 Maps showing the tectonic outlines of South Asia (a) and distribution of the Cenozoic basalts in Southeast Asian (b) and Hainan Island, South China (c)

演化过程中硫化物的贡献, 为理解深部动力学过程提供依据。

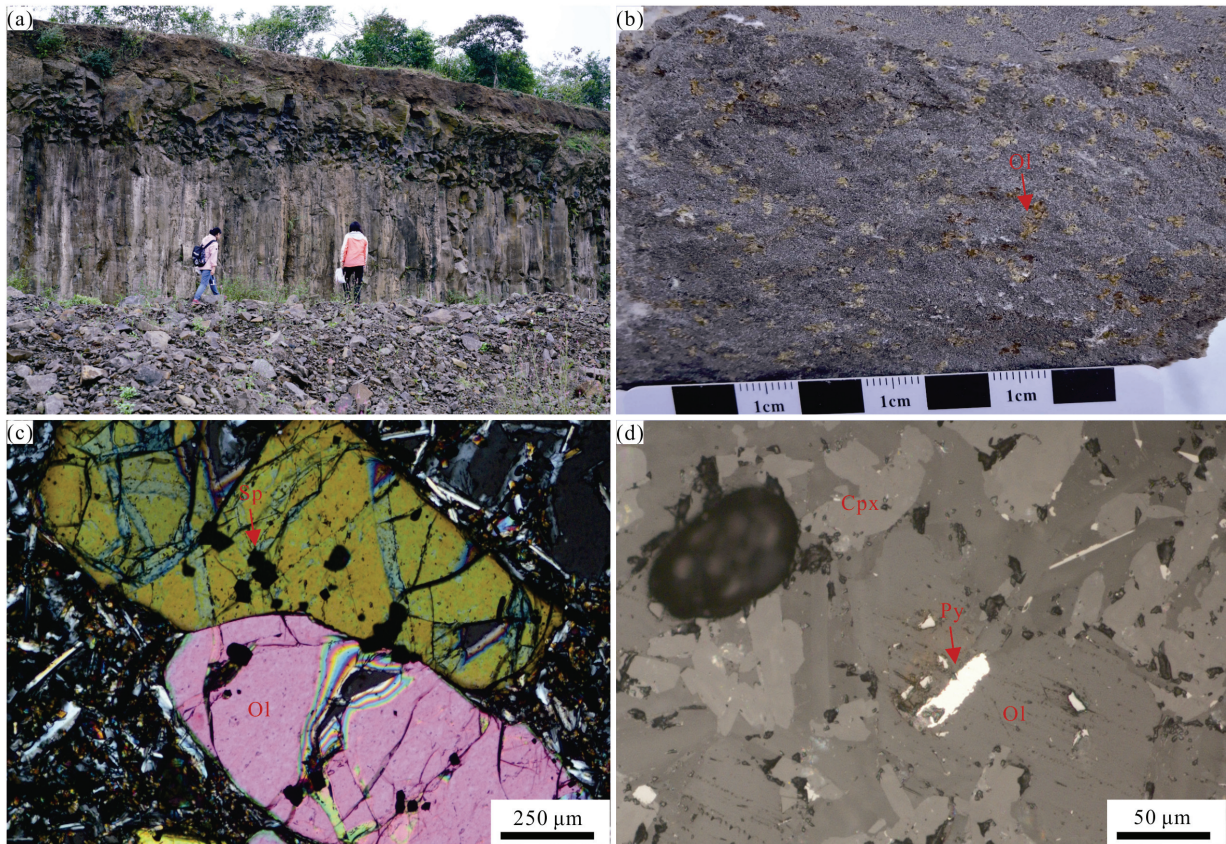
本次对海南岛新生代玄武岩开展 PGE 和 Re-Os 同位素体系综合研究, 结合全岩的主量、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素组成, 探讨硫化物在岩浆起源和演化过程中的作用, 厘定再循环地壳组分的性质和可能滞留时间, 在此基础上探讨海南岛地幔柱演化的深部动力学过程。

1 地质背景与样品描述

海南岛位于华南大陆的南端, 南海的北缘, 构造位置上位于欧亚板块、太平洋(菲律宾)板块和印度-澳大利亚板块交汇点的前缘, 具复杂的构造背景和演化历史(图 1a; Tu et al., 1992)。Ho et al. (2000)通过对雷琼地区新生代玄武岩的年代学研究发现, 该区岩浆活动始于上新世(3.8~5.6 Ma), 广泛分布于早更新世(2.0~8.0 Ma), 并持续到晚中更新世(0.1~0.7 Ma)。Wang et al. (2012)对海南岛玄武岩开展了 Ar-Ar 年

代学研究, 获得了海南岛玄武岩喷发年龄为 0.7~12.9 Ma。火山活动主要沿着深大断裂分布, 早期的火山岩主要为石英拉斑玄武岩和橄榄石拉斑玄武岩; 后期则以碱性橄榄石玄武岩为主。

本次研究对海南岛新生代玄武岩开展系统的野外地质调查, 并采集了 25 件岩石样品, 具体采样位置见图 1c。在野外, 可观察到玄武岩柱状节理(图 2a), 所采集样品均较为新鲜, 呈灰黑色-黑色, 无明显蚀变现象。岩石为致密块状构造, 斑状结构(图 2b), 斑晶矿物主要为橄榄石(图 2b、c), 显示出自形-半自形粒状晶, 斑晶未见蚀变, 含量在 5%~8%之间。其中标号为 YX 样品的橄榄石斑晶含量高达 18%, 在橄榄石斑晶中可以观察到尖晶石和硫化物包裹体(图 2c、d); 单斜辉石与斜长石斑晶少见; 基质主要由斜长石、橄榄石、辉石微晶以及玻璃和不透明矿物组成。标号 HSL 和 GT 的橄榄玄武岩样品中可见地幔岩捕虏体, 捕虏体主要由单斜辉石、斜方辉石和橄榄石等矿物组成的尖晶石二辉橄榄岩, 大者可达 20 cm, 小者约 2~3 cm, 常呈椭圆状或具菱角的四边形。



(a) 海南岛玄武岩柱状节理; (b) 橄榄玄武岩的手标本照片; (c) 橄榄玄武岩中橄榄石为柱状自形晶体, 包含有尖晶石; (d) 橄榄玄武岩中橄榄石内的硫化物包裹体。矿物代号: Ol. 橄榄石; Sp. 尖晶石; Py. 黄铁矿。

图 2 海南岛玄武岩野外照片和显微照片

Fig.2 Photos of outcrops and microphotographs of the Cenozoic basalts in Hainan Island

2 分析方法

2.1 全岩主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素

全岩的主量、微量元素分析测试在澳实分析检测(广州)有限公司完成。主量元素通过 X 射线荧光光谱仪(XRF)进行测定,分析误差通常 $<2\%$ 。微量元素含量采用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)分析获得,分析误差在 $5\% \sim 10\%$ 之间(Zhou et al., 2014)。

全岩 Sr-Nd-Pb 同位素含量在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。称取岩石粉末样品 100 mg,并置于干净的 Teflon 杯中。加入 1 mL 1:1 高纯浓 HNO_3 以及 2 mL 高纯浓 HF,轻轻摇匀并将其封盖。随后,将它们置于 $120\text{ }^\circ\text{C}$ 电热板上保温 7 天,使样品充分溶解,然后按照实验室详细的操作流程及规则依次进行全岩 Sr-Nd-Pb 同位素的分离工作。

通过 AG1X8 阳离子交换树脂以及稀释的 HBr 将 Pb 从样品溶液中分离出来,化学流程中空白样品 $\text{Pb} < 50\text{ pg}$,使用国际标准溶液 SRM981 作为 Pb 同位素的监测标样(Chen et al., 2002),本次分析过程中的 SRM 981 分析结果为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9422 \pm 0.0006$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4857 \pm 0.0006$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6968 \pm 0.0015$ 。通过阳离子交换树脂将 Sr 与 REE 从溶液中分离,Sr 同位素详细分离流程见韦刚健等(2002)。化学流程中空白样品 $\text{Sr} < 200\text{ pg}$,分析中使用 Sr 同位素国际标准样品 NBSSRM987($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 0.000010$)进行数据监测,采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行 Sr 同位素数据校正。Nd 与其他稀土元素使用 HDEHP 柱进行分离,具体流程见梁细荣等(2003)。化学流程中空白样品 $\text{Nd} < 30\text{ pg}$,分析过程中使用 Nd 同位素国际标准样品为 Shin Etsu JNdi-1($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512114 \pm 0.000006$)进行数据监测,采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行 Nd 同位素数据校正。

2.2 Re-Os 同位素

为了避免样品破碎过程中的污染,用于 Re-Os 同位素和 PGE 分析的样品,在加工过程中用粗布或纸包裹样品进行破碎。中碎和细碎分别在刚玉和玛瑙内胆装置中进行。将约 2 g 粉末样品与 ^{190}Os 和 ^{185}Re 稀释剂一起溶解在王水中,在 Carius 管中冷冻并密封,然后在 $240\text{ }^\circ\text{C}$ 溶解 24 小时(Shirey and Walker, 1998)。打开 Carius 管后,Os 被提取出来,用 CCl_4 并反萃取到 HBr 中(Pearson and Woodland, 2000)。将剩余的含 Re 溶液干燥并重新溶解在 HCl

中,在阴离子交换柱(AG1X8 树脂,100~200 目)中分离和纯化 Re。最后,通过同位素稀释-电感耦合等离子体质谱法(ID-ICP-MS, Thermo-Scientific XSERIES-2)测量 Re 含量。进一步蒸馏纯化的 Os 溶液在 Thermo-Finnigan Triton 上测量 OsO_3 和 ReO_4 的同位素丰度质谱仪处于负离子检测模式(Creaser et al., 1991)。分别使用静态多重法拉第收集器和脉冲计数电子倍增器测量 Re 和 Os 同位素组成。通过将测得的 $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比率归一化为 3.08271,对 Os 的仪器质量分馏进行了校正。Re 和 Os 均针对空白进行了校正,Re 和 Os 总空白分别为 5.2 ± 1.3 和 $0.60 \pm 0.14\text{ pg}$,空白 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.26572 ± 0.03895 ,因此空白对样品 Os 和 Re 含量的贡献很小($<1\%$)。测试详细流程见 Li et al. (2010, 2014)。

2.3 PGE 分析

全岩 PGE 分析测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室利用硫镍火试金-碲共沉淀方法完成。称样 10~20 g,加入硫磺、羟基镍、硼酸钠、碳酸钠、硼砂、面粉均匀混合后置于坩埚中,再加 Os 同位素稀释剂。在 $1150\text{ }^\circ\text{C}$ 条件下加热熔融 1.5 小时后将熔体注入铁模,冷却后取出镍扣。将镍扣粉碎后用浓盐酸溶解,加入碲共沉淀后,将不溶物滤出,加入王水在 $100\text{ }^\circ\text{C}$ 加热溶解 1 小时,转入比色管中定容,然后利用 ICP-MS (TJAPQ-EXCELL)进行元素含量分析。分析测试过程中 Os、Ir、Ru 和 Pd 空白值小于 0.03 pg ,Pt 和 Rh 空白值小于 0.06 pg 。详细流程见孙亚莉等(1997)和李杰等(2011),分析误差小于 10% 。

3 分析结果

根据海南岛玄武岩 PGE 和 Re-Os 同位素组成特征,本次研究将海南岛玄武岩分为高 Os 玄武岩($>40 \times 10^{-12}$)和低 Os 玄武岩($<40 \times 10^{-12}$)两种类型进行讨论。

3.1 主量、微量元素组成

海南岛新生代玄武岩全岩主量、微量元素分析结果见表 1。本次研究的海南岛新生代玄武岩具有低的 LOI($<2.0\%$),MgO 范围为 $6.03\% \sim 14.70\%$, $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$ 为 $3.33\% \sim 5.12\%$,在 TAS 图解中(图 3)落在玄武岩、玄武安山岩和粗面玄武岩范围内,与前人的分析结果相似。

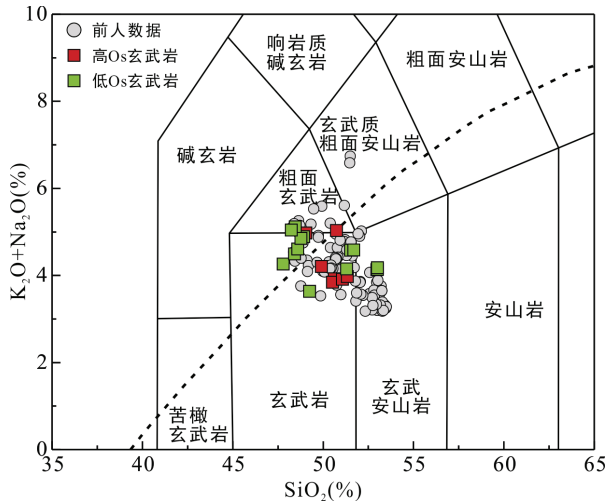
表 1 海南岛新生代玄武岩主量(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果
 Table 1 The major (%) and trace element concentrations ($\times 10^{-6}$) of the Cenozoic basalts in Hainan Island

样号	岩石类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	总量	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y
HSL-1		50.81	1.87	13.37	11.56	0.15	8.37	9.14	3.08	0.86	0.32	0.83	100.36	19.9	148	390	50.0	296	71.7	117	19.7	0.06	18.5	415	20.0
HSL-2		49.45	1.91	13.28	11.20	0.14	8.33	9.18	3.03	1.14	0.38	1.03	99.07	20.4	156	390	50.0	283	65.0	115	18.8	0.08	28.6	472	20.2
HSL-3		50.56	1.56	13.66	11.00	0.14	8.17	9.91	2.93	0.92	0.24	0.97	100.06	17.7	134	440	50.3	254	56.7	93.0	18.5	0.05	22.7	375	16.4
GT-1	高Os玄武岩	50.77	2.13	13.79	11.71	0.16	6.90	7.79	3.47	1.57	0.55	1.20	100.04	16.6	132	290	43.4	227	44.4	149	23.0	0.09	27.6	597	23.9
GT-2		48.68	2.39	12.85	12.00	0.15	6.93	9.93	3.13	1.81	0.67	1.13	99.67	17.1	146	440	50.0	331	41.7	141	21.9	0.11	43.1	604	24.1
GT-3		48.65	2.25	12.70	11.98	0.15	7.04	9.69	3.05	1.89	0.61	1.18	99.19	16.3	141	460	50.8	340	42.4	145	21.1	0.11	45.4	754	23.3
MW-1		51.11	1.79	13.89	12.32	0.16	8.36	8.51	2.93	0.99	0.28	-0.26	100.08	20.0	165	300	50.4	222	42.7	117	19.7	0.07	20.9	369	19.3
MW-3		51.34	1.84	13.77	12.37	0.15	8.26	8.38	2.93	1.05	0.28	-0.39	99.98	20.1	166	290	50.3	218	63.2	119	20.3	0.07	21.9	366	20.3
YX-1		47.82	1.99	11.16	12.72	0.16	7.53	14.70	2.75	1.52	0.43	-0.72	100.06	17.4	173	400	74.3	478	49.1	127	18.4	0.08	34.1	542	18.5
YX-3		48.56	2.23	12.22	12.40	0.16	8.02	12.10	2.81	1.70	0.48	-0.38	100.30	17.5	183	350	62.8	343	59.8	124	19.8	0.08	38.1	580	20.6
YX-7		48.58	2.48	13.30	11.94	0.16	8.96	9.24	2.76	1.85	0.54	0.15	99.96	20.0	217	350	53.0	215	59.3	127	22.1	0.09	38.0	674	22.2
YX-10		49.10	2.32	12.58	12.06	0.16	8.29	10.85	3.12	1.79	0.50	-0.43	100.34	17.6	186	340	58.3	281	58.9	121	20.8	0.10	39.4	581	21.1
DWL-1		48.43	3.07	13.30	12.60	0.18	8.51	8.14	3.28	1.84	0.71	-0.12	99.94	18.7	190	270	52.4	158	66.9	141	23.0	0.12	40.8	673	42.2
DWL-2		48.71	3.04	13.08	12.23	0.17	8.90	8.17	3.09	1.76	0.71	0	99.86	20.4	203	340	54.5	159	63.5	139	23.8	0.13	39.0	678	56.2
DWL-3		48.18	3.08	12.88	12.64	0.16	8.79	8.54	3.29	1.75	0.68	-0.12	99.87	20.3	199	330	52.5	167	63.6	139	23.4	0.11	38.6	680	37.9
FS-1	低Os玄武岩	53.12	1.82	14.58	11.18	0.14	8.27	6.32	3.23	0.92	0.28	0.39	100.25	18.9	150	190	43.9	132	59.7	121	20.9	0.06	17.8	381	18.9
FS-3		53.13	1.85	14.28	11.44	0.14	8.20	6.33	3.24	0.91	0.28	0.41	100.21	18.9	152	200	42.8	134	59.4	120	21.0	0.06	17.5	373	19.0
FS-4		52.88	1.83	14.51	11.34	0.14	8.13	6.03	3.24	0.93	0.28	0.43	99.74	18.3	154	180	43.3	138	66.8	122	21.3	0.05	19.7	379	19.0
CM-1		51.57	2.14	14.5	11.13	0.15	8.96	6.97	3.30	1.29	0.38	-0.29	100.10	20.2	192	310	42.5	108	43.5	120	22.0	0.07	25.1	517	21.8
CM-2		51.71	2.06	14.52	11.04	0.14	9.00	7.08	3.30	1.29	0.37	-0.50	100.01	20.2	182	310	43.1	108	47.1	116	21.8	0.08	24.8	502	21.5
NL-1		49.02	1.81	13.62	11.36	0.15	7.66	8.82	2.66	0.96	0.32	3.13	99.51	18.9	155	270	44.7	200	60.8	110	18.9	0.06	20.9	334	19.2
NL-2		51.27	1.92	14.14	11.34	0.14	8.60	7.03	3.19	0.96	0.32	1.02	99.93	19.9	169	250	43.7	158	65.8	116	20.5	0.07	22.9	424	21.4

续表 1:

样号	岩石类型	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce/Pb	Nb/U
HSL-1		137	31.6	299	3.30	1.72	1.70	3.02	0.60	20.4	39.0	4.71	19.3	4.71	1.62	4.88	0.73	3.99	0.73	1.91	0.23	1.31	0.20	22.9	52.7
HSL-2		152	37.1	343	3.50	2.06	1.60	3.74	0.78	24.5	47.4	5.63	22.3	5.19	1.73	5.12	0.73	3.98	0.72	1.72	0.23	1.28	0.21	29.6	47.6
HSL-3		109	21.6	247	2.60	1.07	1.40	1.96	0.48	14.5	28.6	3.41	14.7	3.98	1.47	4.17	0.68	3.33	0.61	1.55	0.21	1.16	0.16	20.4	45.0
GT-1	高Os玄武岩	284	55.1	447	6.30	3.17	2.60	5.08	1.59	35.2	68.3	8.21	33.9	7.49	2.54	7.11	0.98	5.28	0.91	2.35	0.28	1.49	0.23	26.3	34.7
GT-2		266	57.7	472	5.90	3.29	2.60	5.00	1.22	36.6	72.5	8.78	37.0	7.80	2.59	7.21	0.99	5.05	0.85	2.01	0.26	1.46	0.20	27.9	47.3
GT-3		269	57.7	500	6.20	3.39	2.70	5.19	1.27	36.5	72.8	8.75	36.7	7.86	2.55	6.96	1.00	4.85	0.89	2.15	0.27	1.56	0.21	27.0	45.4
MW-1		130	20.2	217	3.20	1.08	2.30	2.38	0.61	15.7	30.9	4.00	16.6	4.35	1.47	4.80	0.74	4.10	0.77	2.01	0.26	1.47	0.19	13.4	33.1
MW-3		134	20.6	223	3.30	1.13	2.40	2.48	0.61	16.0	32.0	4.10	17.4	4.52	1.55	5.03	0.73	4.05	0.76	2.04	0.25	1.38	0.21	13.3	33.8
YX-1		182	37.9	408	4.10	2.04	2.90	3.92	0.83	25.8	50.6	6.16	25.8	5.63	1.89	5.58	0.77	4.20	0.71	1.68	0.21	1.19	0.18	17.5	45.7
YX-3		201	43.0	458	4.60	2.31	3.30	4.37	1.02	28.9	56.2	6.88	29.3	6.43	2.02	6.44	0.90	4.57	0.84	1.98	0.26	1.40	0.18	17.0	42.2
YX-7		230	48.8	517	5.30	2.71	3.70	5.02	1.24	32.8	64.1	7.85	33.1	7.16	2.35	6.82	1.00	4.88	0.86	2.15	0.26	1.47	0.22	17.3	39.4
YX-10		207	43.6	461	5.00	2.36	3.10	4.51	1.03	29.3	57.5	6.99	28.6	6.56	2.07	6.14	0.89	4.36	0.81	1.95	0.25	1.36	0.20	18.6	42.3
DWL-1		271	53.6	714	5.90	2.93	2.50	4.77	1.12	39.3	75.9	9.36	40.6	9.86	3.25	9.40	1.36	6.98	1.26	3.02	0.34	1.78	0.24	30.4	47.9
DWL-2		272	52.5	637	6.10	2.89	2.50	4.74	1.08	43.9	83.9	11.0	51.5	12.9	4.11	13.1	1.80	9.39	1.76	4.13	0.47	2.52	0.35	33.6	48.6
DWL-3		266	51.9	676	6.10	2.88	2.40	4.56	1.10	35.2	66.2	8.66	38.4	9.09	2.99	9.67	1.27	6.74	1.12	2.67	0.29	1.57	0.22	27.6	47.2
FS-1	低Os玄武岩	127	20.1	203	3.20	1.06	1.60	1.89	0.53	12.6	26.2	3.44	15.5	4.28	1.59	4.66	0.72	3.87	0.74	1.91	0.25	1.32	0.20	16.4	37.9
FS-3		127	20.1	204	3.40	1.07	1.60	1.86	0.52	12.3	25.9	3.37	15.3	4.26	1.54	4.85	0.71	3.68	0.69	1.81	0.25	1.28	0.20	16.2	38.7
FS-4		131	20.9	213	3.40	1.09	1.80	1.94	0.56	13.1	26.8	3.47	15.7	4.42	1.61	4.82	0.75	3.91	0.70	1.85	0.24	1.31	0.22	14.9	37.3
CM-1		180	30.5	330	4.50	1.61	2.60	3.09	0.76	21.8	44.0	5.41	23.2	5.69	2.00	5.94	0.87	4.71	0.81	2.01	0.27	1.49	0.23	16.9	40.1
CM-2		172	28.6	309	4.20	1.60	2.60	3.05	0.74	20.5	42.6	5.35	22.5	5.70	1.96	5.57	0.86	4.43	0.80	1.89	0.24	1.44	0.21	16.4	38.7
NL-1		125	27.4	294	3.10	1.44	1.70	2.59	0.60	18.7	36.2	4.41	18.1	4.40	1.62	4.93	0.71	3.88	0.74	1.93	0.23	1.49	0.21	21.3	45.7
NL-2		140	27.8	296	3.40	1.44	1.90	2.71	0.66	19.6	38.3	4.66	19.7	4.91	1.76	5.39	0.82	4.45	0.81	2.15	0.26	1.60	0.23	20.2	42.1

在原始地幔标准化微量元素蛛网图中, 海南岛新生代玄武岩呈 Nb-Ta 正异常, HREE 相对亏损, 总体上表现出与 OIB 相似特征(图 4a、c)。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图中, 样品呈右倾分布



前人数据来源: Wang et al., 2012; Liu et al., 2015; 梅盛旺和任钟元, 2019。

图 3 海南岛玄武岩全岩 TAS 图

Fig.3 TAS plot of the Cenozoic basalts in Hainan Island

模式, 富集 LREE, 亏损 HREE, 具轻微 Eu 正异常(图 4b、d)。

3.2 Sr-Nd-Pb-Os 同位素组成

由于海南岛玄武岩时代年轻(多小于 5.0 Ma), 因此所测得同位素数据在误差范围内可认为是其初始同位素值, 因此不再进行同位素初始值校正。本次研究的海南岛玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果见表 2。玄武岩同位素组成变化较小, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703220\sim 0.704211$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512803\sim 0.512963$, $\epsilon_{\text{Nd}}=+3.22\sim +6.34$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.5315\sim 18.7571$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.5166\sim 15.6252$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.6847\sim 38.9566$, 与前人的结果基本一致。结合前人的相关数据, 在 Sr-Nd 同位素图解中, 海南岛新生代玄武岩表现出 DMM 和 EM2 两端元混合的特征(图 5a), Pb 同位素组成位于北半球参考线(NHRL)之上(图 5b、c)。

本次研究选取了 Liu et al. (2015)、梅盛旺和任钟元(2019)以及本次采集的高 MgO 样品进行了 Re-Os 同位素分析, 结果见表 3。高 Os 玄武岩的 Re 含量为 $36.1\times 10^{-12}\sim 131\times 10^{-12}$, Os 含量为 $54.4\times 10^{-12}\sim 303\times 10^{-12}$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.85~11.5, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.1251~0.1554, 变化相对较小, 亏损模式年龄 t_{MA}

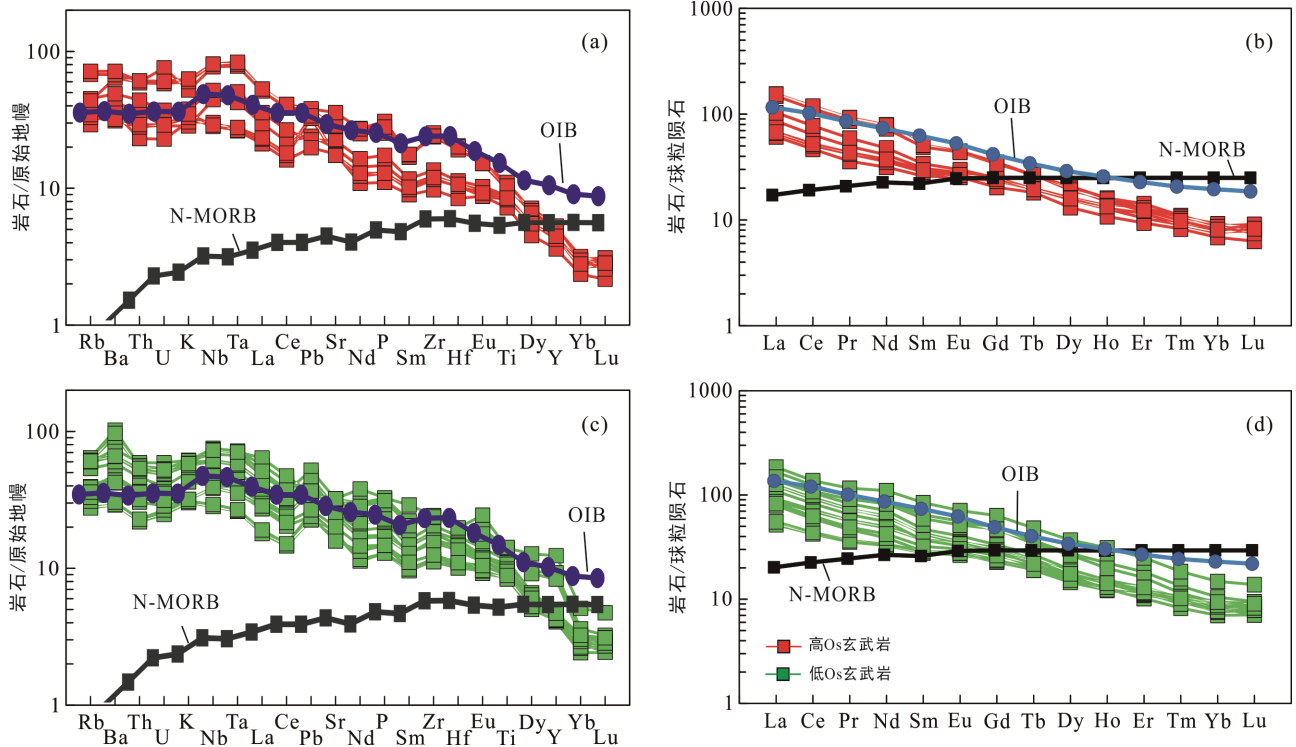
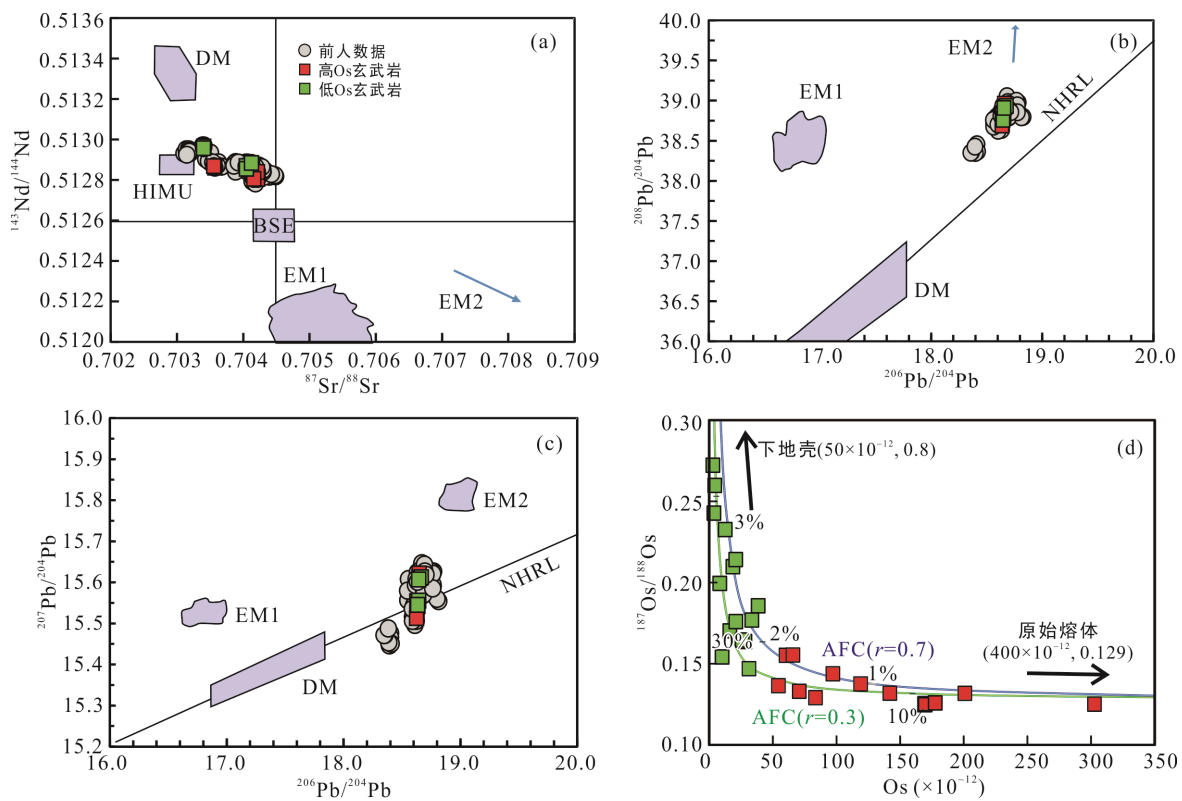


图 4 海南岛玄武岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a、c)和球粒陨石标准化稀土元素配分模式(b、d)(粒陨石和原始地幔数据来自 Sun and McDonough, 1989)

Fig.4 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams (a, c) and chondrite-normalized REE patterns (b, d) of the Cenozoic basalts in Hainan Island

表 2 海南岛新生代玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成
Table 2 The Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Cenozoic basalts in Hainan Island

样品号	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	SE	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	SE	ε _{Nd}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	SE
GM-1	0.703623	0.000009	0.512893	0.000006	4.97	18.5315	0.0009	15.5991	0.0007	38.8450	0.0020
CM-1	0.704116	0.000011	0.512882	0.000008	4.76	18.6425	0.0009	15.6104	0.0007	38.9026	0.0019
DW-1	0.703220	0.000010	0.512818	0.000004	3.51	18.7571	0.0012	15.5523	0.0010	38.7544	0.0024
YX-1	0.704039	0.000009	0.512867	0.000004	4.47	18.6518	0.0006	15.6145	0.0006	38.9129	0.0013
YX-3	0.704042	0.000007	0.512853	0.000005	4.19	18.6635	0.0007	15.6162	0.0006	38.9283	0.0018
FS-1	0.703541	0.000013	0.512897	0.000006	5.05	18.7111	0.0008	15.5812	0.0007	38.7725	0.0018
DWL-1	0.703395	0.000010	0.512963	0.000006	6.34	18.6416	0.0007	15.5594	0.0006	38.7786	0.0016
DWL-2	0.703395	0.000009	0.512955	0.000006	6.18	18.6334	0.0005	15.5487	0.0004	38.7550	0.0012
MW-1	0.704152	0.000008	0.512803	0.000005	3.22	18.6468	0.0006	15.6252	0.0005	38.9566	0.0015
GT-2	0.703567	0.000008	0.512858	0.000005	4.29	18.6272	0.0007	15.5266	0.0006	38.6918	0.0019
GT-3	0.703548	0.000010	0.512865	0.000005	4.43	18.6240	0.0008	15.5166	0.0006	38.6847	0.0018
HSL-2	0.704211	0.000009	0.512803	0.000006	3.22	18.6353	0.0009	15.5462	0.0007	38.7735	0.0019
HSL-3	0.704207	0.000008	0.512837	0.000006	3.88	18.6266	0.0009	15.5575	0.0008	38.7572	0.0020



前人数据来源: Wang et al., 2012, 2013; Liu et al., 2015; 梅盛旺和任钟元, 2019。

图 5 海南岛新生代玄武岩 Sr-Nd-Pb-Os 同位素组成
Fig.5 Sr-Nd-Pb-Os isotopic compositions of the Cenozoic basalts in Hainan Island

介于 32~347 Ma 之间, 与 Wang et al. (2013) 报道的海南岛 Re-Os 同位素数据相似。低 Os 玄武岩的 Re 含量为 $38.1 \times 10^{-12} \sim 152 \times 10^{-12}$, Os 含量为 $2.9 \times 10^{-12} \sim 38.4 \times 10^{-12}$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 值为 9.79~176.53 之间, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.1469~0.3018, 明显高于软流圈地幔值, 亏损

模式年龄 t_{MA} 介于 49~534 Ma 之间。 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Os 图解显示, 当 $\text{Os} > 40 \times 10^{-12}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值变化很小; 而当 $\text{Os} < 40 \times 10^{-12}$ 时, 随着 Os 含量降低, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值显著增加(图 5d); 且 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} < 0.20$ 低 Os 玄武岩样品中, Os 含量与 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值之间显示出一定的正相关关系。

为了理解岩石圈地幔对玄武岩成因的影响, 我们对海南岛玄武岩携带的地幔橄榄岩包体(HN-1、2、3)进行 Re-Os 同位素体系分析测试, 其结果见表 3。这些尖晶石二辉橄榄岩的 Re 含量为 $41.8 \times 10^{-12} \sim 207 \times 10^{-12}$, Os 含量为 $2390 \times 10^{-12} \sim 5944 \times 10^{-12}$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 值为 $0.08 \sim 0.17$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 $0.1186 \sim 0.1227$, 明显低于软流圈地幔值(0.129; Shirey and Walker, 1998)和海南岛玄武岩的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值。其亏损模式年龄 t_{MA} 介于 1150~2443 Ma 之间, 显示出古老岩石圈地幔的同位素特点。

3.3 PGE 地球化学特征

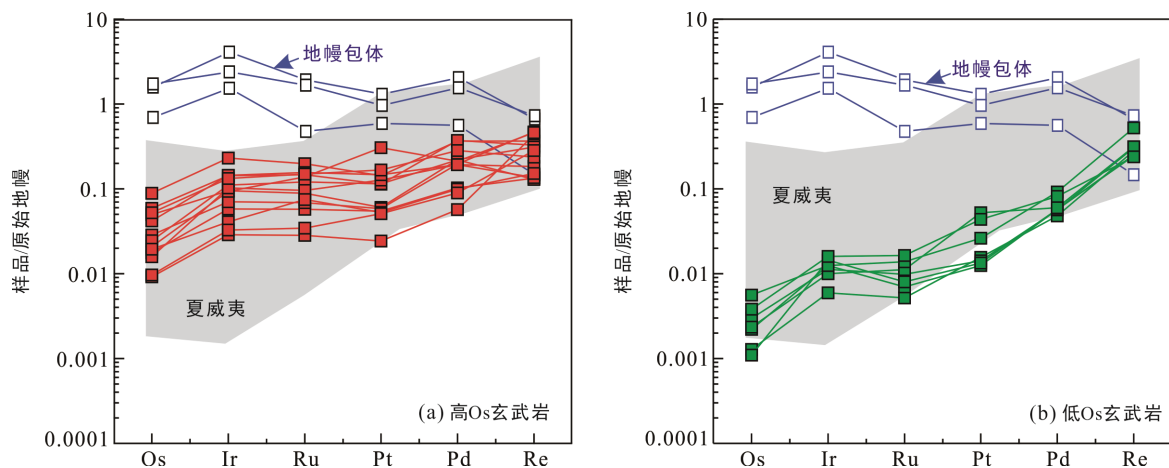
海南岛新生代玄武岩全岩 PGE 分析结果见表 4。原始地幔标准化铂族元素图(图 6)显示, 玄武岩样品 PGE 含量明显低于地幔橄榄岩包体, 其 ΣPGE 含量为 $0.35 \times 10^{-9} \sim 4.54 \times 10^{-9}$, 富集 PPGE, 分布模式总体呈向右上升趋势, 与地幔柱来源的夏威夷玄武岩特征相似(Tatsumi et al., 1999; Bennett et al., 2000; Jamais et al., 2008), 但是明显不同于大洋中脊玄武岩(MORB)强烈亏损 Ir 的特征(Barnes et al., 2015)。根据其配分模式, 把海南玄武岩分为两类: 高 Os 玄武岩

表 3 海南岛新生代玄武岩 Re-Os 同位素组成
Table 3 The Re-Os isotopic compositions of the Cenozoic basalts in Hainan Island

样号	岩石类型	Re	2SE	Os	2SE	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2SE	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2SE	$t_{\text{MA}}(\text{Ma})$	
		$(\times 10^{-12})$									
HN-1	地幔包体	41.8	6	2390	48	0.08	0.01	0.1227	0.0003	1150	
HN-2		189	15	5455	857	0.17	0.03	0.1213	0.0004	1856	
HN-3		207	55	5944	553	0.17	0.05	0.1186	0.0004	2443	
HSL-2	高Os玄武岩	87.1	5.1	170	0.512	2.47	0.15	0.1251	0.0002		
HSL-3		131	1.8	97.2	0.418	6.50	0.09	0.1438	0.0002	140	
GT-2		103	2.4	303	4	1.63	0.04	0.1251	0.0002		
GT-2(重复样)		99.9	2.4	568	9	0.85	0.02	0.1256	0.0003		
GT-3		91.3	5.3	201	0.902	2.19	0.13	0.1317	0.0002	73	
HSL16-1		101	2	70.8	0.39	6.87	0.14	0.1330	0.0005	32	
HSL16-2		80.0	1.7	83.5	0.18	4.62	0.1	0.1291	0.0002		
HSL16-3		129	1.7	54.4	0.48	11.5	0.18	0.1364	0.0006	37	
HSL16-4		36.1	1.6	142	0.59	1.23	0.05	0.1318	0.0002	166	
GT16-1		87.9	1.4	150	0.27	2.81	0.05	0.1285	0.0002		
MW16-1		66.4	1.1	65.8	0.26	4.88	0.09	0.1554	0.0004	347	
PL-1		80.4	1.3	119	0.56	3.26	0.05	0.1375	0.0004	168	
YX16-1		低Os玄武岩	141	2.4	16.3	0.02	42.10	0.71	0.1702	0.0004	58
YX16-2			106	2.5	2.90	0.01	176.53	4.22	0.2723	0.0013	49
CT16-1			38.1	1.3	8.40	0.01	22.13	0.78	0.1994	0.0006	193
CT16-2			51.3	1.4	18.6	0.01	13.44	0.35	0.2097	0.0005	369
NY16-1	147		2.6	12.7	0.02	56.57	1	0.2326	0.0008	110	
SDY16-2	71.7		1.2	33.5	0.07	10.38	0.18	0.1769	0.0003	285	
BP-5	42.4		0.9	21	0.02	9.79	0.2	0.1760	0.0003	297	
BP-4	67.0		1.9	25.9	0.02	12.50	0.35	0.1646	0.0003	174	
NL-1	79.0		1.3	38.4	0.03	9.98	0.17	0.1857	0.0003	352	
LM-1	42.3		1.3	20.8	0.04	9.89	0.31	0.2141	0.0005	534	
YX-1	94.2		3	28.1	0.028	16.20	0.51	0.1636	0.0002	129	
YX-3	152		5.7	9.00	0.006	83.35	3.16	0.3018	0.0003	125	
DWL-2	68.6		3.5	3.70	0.005	90.05	4.57	0.2428	0.0007	76	
NL-1	62.5		11	30.2	0.018	10.05	1.77	0.2076	0.0003	485	
CM-1	78.5		4.5	4.30	0.003	88.43	5.12	0.2598	0.0005	89	
FS-1	122		36.2	31.3	0.027	18.79	5.59	0.1469	0.0002	57	
BG-1	53.7	3.3	10.4	0.004	25.11	1.55	0.1829	0.0002	130		

表 4 铂族元素分析结果($\times 10^{-9}$)
Table 4 The PGE concentrations ($\times 10^{-9}$) of the Cenozoic basalts in Hainan Island

Sample	岩石类型	Ru	Ir	Pd	Pt	Rh	Pd/Ir
HN-1	地幔包体	2.412	4.962	2.217	4.266	0.174	0.4
HN-2		9.736	13.229	8.061	9.349	0.740	0.6
HN-3		8.429	7.745	6.140	6.940	0.563	0.8
HSL-2	高Os玄武岩	0.442	0.303	0.860	0.431	0.033	2.8
HSL-3		0.344	0.226	0.767	0.415	0.030	3.4
GT-2		0.993	0.735	1.422	1.020	0.062	1.9
GT-3		0.733	0.456	1.455	0.805	0.061	3.2
HSL16-1		0.693	0.299	0.828	2.167	0.070	2.8
HSL16-2		0.601	0.354	0.855	0.816	0.088	2.4
HSL16-3		0.481	0.329	0.754	0.903	0.079	2.3
HSL16-4		0.779	0.462	0.750	1.039	0.108	1.6
GT16-1		0.746	0.423	1.107	1.187	0.097	2.6
CT16-1		低Os玄武岩	0.056	0.032	0.234	0.371	0.015
CT16-2	0.069		0.040	0.358	0.186	0.016	9.0
NY16-2	0.082		0.051	0.318	0.311	0.015	6.2
DWL-1	0.035		0.040	0.222	0.089	0.008	5.6
DWL-2	0.040		0.046	0.224	0.095	0.008	4.9
CM-1	0.026		0.019	0.188	0.111	0.004	9.9
YX16-1	0.022		0.041	0.247	2.330	0.014	6.0
YX16-2	0.010		0.015	0.144	0.950	0.027	9.6
YX16-2(重复)	0.020		0.015	0.101	8.311	0.014	6.7



夏威夷玄武岩的 PGE 数据来源: Tatsumi et al., 1999; Bennett et al., 2000; Jamais et al., 2008。原始地幔值来自 Becker et al., 2006。

图 6 海南岛新生代玄武岩原始地幔标准化铂族元素(PGE)图解
Fig.6 Primitive mantle-normalized PGE patterns of the Cenozoic basalts in Hainan Island

配分曲线近水平, Pd/Ir 值较低, 总体小于 3.5; 低 Os 玄武岩配分曲线为向右陡上倾, Pd/Ir 值较高, 总体大于 5.0。相对于低 Os 玄武岩, 高 Os 玄武岩具有较低 Pd/Ir 值和较高 La/Sm 值(图 7a)。在 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Pd/Ir 图解中, 高 Os 玄武岩 Pd/Ir 值与 Os 同位素组成之间相关关系不明显, 而低 Os 玄武岩中则存在明显的正相关关系(图 7b)。与两类玄武岩明显不同, 地幔包体

的 PGE 配分曲线向右下倾, Pd/Ir 值变化在 0.4~0.8 之间, 表现出岩浆抽提之后残留地幔的特点。

4 讨论

海南岛新生代玄武岩在喷发地表过程中要经过大陆岩石圈地幔和地壳, 因此在讨论其成因和地幔

源区之前很有必要讨论其低温岩浆过程, 如低温蚀变, 地壳混染, 分离结晶等过程的影响。

4.1 低温蚀变与地壳混染

海南岛玄武岩样品新鲜, 斑晶矿物表面蚀变较弱, 总体上具有低烧失量, 强不相容元素 Ba、Sr、La、U 和 Nb(蚀变过程中稳定元素)呈明显的正相关关系, 因此可以排除蚀变作用对全岩元素地球化学特征的影响。前人研究表明海南岛地区新生代玄武岩受到地壳混染的影响可忽略不计(Wang et al., 2013; Liu et al., 2015; 梅盛旺和任钟元, 2019)。本次研究的玄武岩样品具有较高 MgO(>8%)含量, 微量元素蛛网图中具有正 Nb-Ta 异常, 与大陆地壳强烈亏损 Nb-Ta 的特征截然相反。Ce/Pb 和 Nb/U 值分别为 16.3~26.3 与 34.7~52.7, 与全球的 MORB 和 OIB 的一致(Ce/Pb=25±5, Nb/U=47±7; Hofmann et al., 1986), 也说明地壳混染影响很小。玄武岩全岩 Nd 和 Sr 同位素组成较为均一, 随着 MgO 含量降低并没有表现出类似于地壳混染的趋势, 因此其受到地壳混染的影响可以忽略。

通常认为, 玄武岩中 $Os > 40 \times 10^{-12}$ 的样品遭受到地壳混染的概率较小(Molzahn et al., 1996; Widom, 1997)。在 $^{187}Os/^{188}Os$ -Os 图解中(图 5d), $Os > 40 \times 10^{-12}$ 的样品, 其 $^{187}Os/^{188}Os$ 值变化较小(0.1251~0.1554), Os 同位素基本没有受到地壳混染的作用, 总体反映了源区的 Os 同位素组成。 $Os < 40 \times 10^{-12}$ 的样品, 随着 Os 含量降低, $^{187}Os/^{188}Os$ 值快速上升, 显示出类似地壳混染作用的特征。但是 $^{187}Os/^{188}Os < 0.20$ 时, 低 Os 玄武岩样品显示出 Os 含量与 $^{187}Os/^{188}Os$ 值的正相关关系, 显然这种变化趋势不适合采用地壳同

化混染作用来解释。对于 $^{187}Os/^{188}Os > 0.20$ 低 Os 玄武岩样品, 随着 Os 含量降低, $^{187}Os/^{188}Os$ 值大幅增加, 显示为地壳混染/同化混染-结晶分异过程(AFC)的结果。这与镜下观察到橄榄石斑晶中的硫化物包裹体相一致。AFC 模拟结果显示, 地壳物质混染速率(r)变化在 0.3~0.7 之间时, 残余岩浆比例为 95%~97%, 可以较好地拟合部分低 Os 玄武岩的 Os 同位素变化(图 5d)。这么小比例的地壳同化混染作用对于全岩的主量、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素的影响较弱。

4.2 部分熔融和分离结晶作用

海南岛地区新生代玄武岩的岩相学特征和岩石地球化学特征均反映这些岩石经历了不同程度的分离结晶作用。其中 MgO 和 Ni、Co 之间呈正相关关系, 指示了橄榄石的分离结晶作用; 而 MgO 和 CaO/Al_2O_3 之间无明显的相关关系说明单斜辉石不是最主要的分离结晶相, 这与镜下观察到仅有少量的单斜辉石斑晶一致。本次研究中斜长石的分离结晶作用也很少, 在稀土元素配分模式上甚至出现了 Eu 的正异常, 这与镜下所观察到的橄榄石斑晶的广泛分布, 少见有单斜辉石和斜长石斑晶的岩相学特征一致。

部分熔融程度可以导致 PGE 内部发生分馏作用(Barnes et al., 1985, 2015; Barnes, 1993; Shirey and Walker, 1998; Momme et al., 2003)。高部分熔融程度(>20%)的熔体, 例如科马提岩, 通常为 S 不饱和和岩浆, 熔融过程中, 源区的 PGE 能够完全进入岩浆中, 这种熔体往往具有相对平坦的球粒陨石标准化 PGE 模式(Pd/Ir 值接近球粒陨石)和较高的 PGE 含量

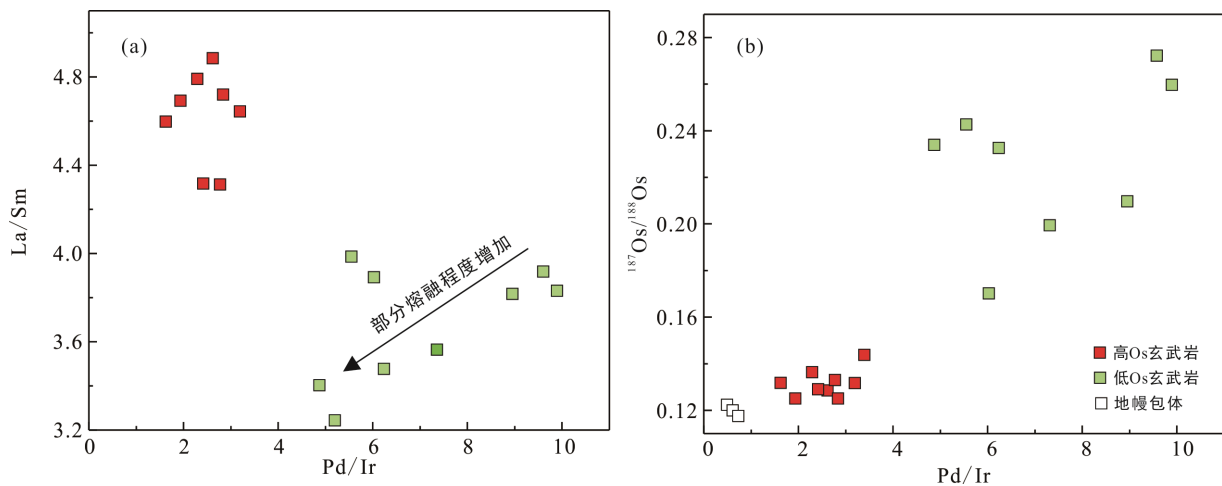


图7 海南岛玄武岩的 La/Sm-Pd/Ir(a)和 $^{187}Os/^{188}Os$ -Pd/Ir(b)图解

Fig.7 Pd/Ir vs. La/Sm (a) and $^{187}Os/^{188}Os$ (b) diagrams of the Cenozoic basalts in Hainan Island

(Puchtel and Humayun, 2000; Puchtel et al., 2004)。相反, 较低程度的部分熔融熔体(<20%), 例如大多数玄武岩, 往往是 S 饱和的岩浆(Barnes et al., 2015), 导致地幔中硫化物的不完全溶解和部分残留在源区。由于 IPGE 在单体硫化物(MSS)中是相容元素, 如果熔融过程中 MSS 进入熔体, 那么岩浆就会富集 IPGE; 相反地, 如果部分 MSS 残留在源区, 岩浆则显示出 IPGE 的亏损, 如 MORB 具有非常低的 Ir 和 Ru 含量, 以及大部分 OIB 都显示出 IPGE 的亏损(Barnes et al., 2015)。粒间富 Cu 硫化物(ISS)则不会产生 IPGE 与 PPGE 之间的分馏作用。地幔熔融过程中, ISS 通常在 MSS 之前发生熔融, 由于源区存在 MSS 残留, 导致衍生岩浆中 PPGE 与 IPGE 的分馏作用。海南岛低 Os 玄武岩具有较低 IPGE 含量和较高的 Pd/Ir 值, PPGE 与 IPGE 分馏作用较为明显。如果低 Os 玄武岩的高 Pd/Ir 值反映了较低的地幔部分熔融程度, 其应该相对于高 Os 玄武岩具有更高的 La/Sm 值(La/Sm 值与地幔熔融程度具有负相关关系)。然而, 在 La/Sm-Pd/Ir 图解中(图 7a), 并没有观察到低程度部分熔融对应高的 La/Sm 值, 与此相反, 低 Os 玄武岩相对高 Os 玄武岩具有更低的 La/Sm 值, 这说明部分熔融程度不是导致两类玄武岩具有差异性 PGE 配分模式的主要原因。因此两类玄武岩不同的 PGE 配分模式可能与源区不均一性有关。

由于 PGE 在硫化物中具有极高的分配系数, 故岩浆中微量的硫化物熔离作用或者源区中极少量硫化物的残留都会造成岩浆中 PGE 含量的明显降低。在 S 不饱和岩浆中, Cu 和 Pd 均为不相容元素, 因此原始岩浆的 Cu/Pd 值应接近地幔值(Cu/Pd \approx 10000)。如果部分硫化物残留于地幔, 由于 PGE 在硫化物中的分配系数远高于 Cu, 故 Cu/Pd 值将高于地幔值(Fleet et al., 1996)。本区所有样品的 Cu/Pd 值均高于地幔值, 且其 PGE 含量相对原始地幔明显亏损, 说明岩浆上升过程中可能存在硫化物的熔离作用。实验岩石学已证明 PGE 元素在硫化物和硅酸盐中的分配系数差异很大(Bezmen et al., 1994), 因此海南岛玄武岩中低 Os 玄武岩的 PGE 陡向上右倾斜的原始地幔标准化配分模式不能用硫化物的熔离作用来解释。前人多认为这种差异反映岩浆演化历史中, 分离矿物相的差异。比如, 铬铁矿的分馏可能导致 IPGE 的分馏, 因为铬铁矿可形成包裹 IPGE 的合金(Ballhaus et al., 2006)。不混溶硫化物中, 单硫化物的熔离也会导致 IPGE 与 PPGE 的分馏。因此我们推测低 Os 玄武岩的 PGE 配分模式是由于岩浆演化过程中富

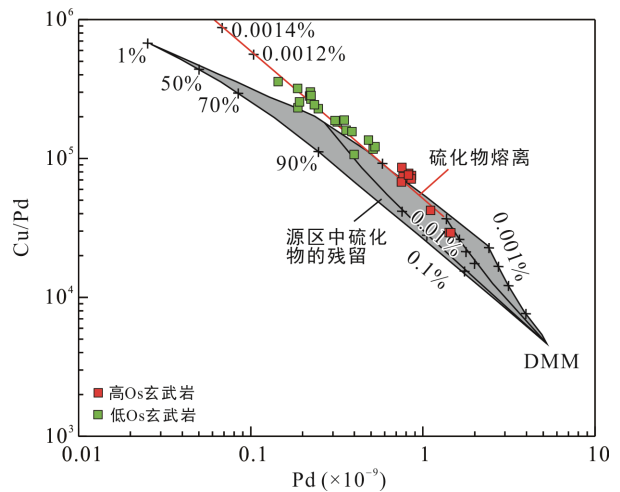
IPGE 相的熔离(单硫化物或是赋存在铬铁矿中的 IPGE 合金)。而 IPGE 合金相在地幔源区的残留可能是形成高 Os 玄武岩 PGE 配分模式的主要原因。

为了定量的评估硫化物对 PGE 的影响, 我们利用 Cu/Pd-Pd 图解来模拟 S 饱和岩浆的熔融和分异过程。在该模型中, 用 MORB 地幔(DMM)的 PGE 含量作为初始值, 计算不同比例硫化物熔离作用或者残留源区时 Pd 和 Cu/Pd 值的变化情况。模拟结果显示, 高 Os 玄武岩的 Pd 与 Cu/Pd 值的变化关系可以通过 0.002%~0.001%的硫化物残留在源区的熔融过程进行解释; 低 Os 玄武岩极高 Cu/Pd 值则很可能是岩浆上升过程中硫化物分离结晶作用的结果(图 8)。

4.3 海南岛新生代玄武岩源区性质

4.3.1 岩石圈地幔或软流圈地幔?

海南岛新生代玄武岩同位素特征反映该区玄武岩源区至少包含了亏损与富集两种端元组分(图 5), 韩江伟等(2009)把海南岛玄武岩富集不相容元素和同位素的地球化学特征归结于陆下岩石圈的贡献。范蔚茗等(1993)对该区地幔捕虏体的研究结果显示, 其具有比寄主玄武岩具有更亏损的 Sr-Nd 同位素组成, 显然说明了该区岩石圈的部分熔融不能产生富集的同位素特征, 也不能作为 EM2 的源区。



黑色曲线代表含残余硫化物的橄榄岩的简单分批熔化曲线。橄榄石、斜辉石、斜辉石和石榴石的 Pd 分配系数来自 Chazey and Neal (2005)。橄榄石、斜辉石、斜辉石和石榴石对 Cu 的分配系数分别来自 Yurimoto and Ohtani (1992); Hart and Dunn (1993); Klemme et al. (2006)。Pd 和 Cu 在硫化物中的分配系数来自 Mungall and Brennan (2014)。橄榄岩熔融过程中残余相的比例假定为 62%的橄榄石, 14.9%~14.9999%的单斜辉石, 15%的斜方辉石, 8%的石榴子石以及 0.1%~0.001%的硫化物。DMM 的数据来自 Salters and Stracke (2004)。

图 8 海南岛新生代玄武岩 Cu/Pd-Pd 图解
Fig.8 Cu/Pd vs. Pd diagram of the Cenozoic basalts in Hainan Island

本次研究的三个地幔包体 Os 同位素组成较为亏损, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值在 0.1186~0.1227 之间(表 3), 如果此类物质的加入将会造成玄武岩 Os 含量的增加以及 Os 同位素比值的减少, 但在 Os- $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 图中并未见到这样的趋势, 同样说明了大陆岩石圈地幔对其源区的影响很小。由于地幔包体相对于海南岛高 Os 与低 Os 两类玄武岩具有更高的 Nd 同位素组成(范蔚茗等, 1993), 岩石圈地幔的加入会同时导致 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值降低、PGE 含量和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值的增加, 然而高 Os 玄武岩尽管相对低 Os 玄武岩具有低 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值和高 PGE 含量, 但是其 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值总体较低 Os 玄武岩略低(表 2), 显然也不支持大陆岩石圈地幔的贡献。因此, 高 Os 玄武岩相对平坦的分布模式(Pd/Ir 值小)和变化较小的 Os 同位素组成反映其主要来源于软流圈地幔。

近年来海南岛地区开展详细的地球物理和岩石地球化学研究, 普遍认为海南岛新生代玄武岩为地幔柱作用的结果(Huang and Zhao, 2006; Zhao, 2007; Wang et al., 2012, 2013; Liu et al., 2015; Xia et al., 2016)。海南岛玄武岩表现出类似夏威夷地幔柱起源玄武岩的 PGE 配分模式(图 6), 也支持其地幔柱成因。

4.3.2 再循环洋壳的贡献

微量元素蛛网图中, 研究区所有玄武岩样品均显示 Nb、Ta 富集和 Th、U、LREE 亏损(图 4c、d)。Nb、Ta 是流体不流动元素, 在俯冲带脱水过程中保留在洋壳中, 而 K、Li、Pb 和 LILE 是流体流动元素, 俯冲过程中转移到上覆地幔楔(Elliott et al., 1997; Kessel et al., 2005)。因此, 大洋板块经过俯冲脱水变成榴辉岩, Pb 随着流体被迁出, 而 Nb 和 Ta 则残留在板片中, 这些富含 Nb、Ta 的板片在下沉过程发生部分熔融, 形成的熔体交代周围地幔, 形成 Nb-Ta 正异常的 OIB 型地幔源区(Wu et al., 2020; Guo et al., 2021)。这些特征与海南岛玄武岩的 OIB 型微量元素地球化学特征相吻合。此外, 岩石 Sr 和 Eu 正异常表明了源区中富含斜长石。一般来说, 地幔中有两个潜在的富含斜长石的区域: ①辉长岩下洋壳(现在榴辉岩或辉石岩; Hofmann and Jochum, 1996); ②大陆下地壳(Rudnick and Fountain, 1995), 例如镁铁质麻粒岩。但是大陆下地壳的参与, 会导致 Pb 同位素比值降低, 与该区的 Pb 同位素组成不符。因此, 我们推断, 作为俯冲地壳的一部分进入源区的再循环大洋辉长岩的存在, 可以较好地解释 Sr 和 Eu 正异常特征(Wang et al., 2012; Liu et al., 2015; 梅盛旺和任钟元, 2019)。

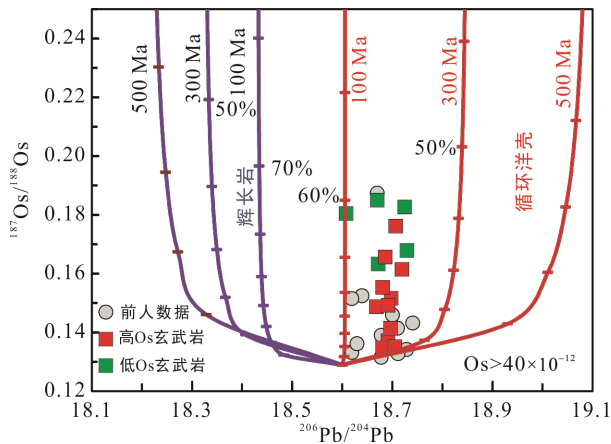
前人对夏威夷等地玄武岩 Os 同位素研究揭示, 放射性 Os 和 Pb 同位素组成为地幔中循环洋壳的存在提供了强有力的支持(Escrig et al., 2005; Dale et al., 2007; Day et al., 2009)。研究区没有遭受地壳混染的玄武岩样品, 其 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.1225~0.1554, 明显高于原始地幔的值说明了源区中有循环洋壳的参与。

4.3.3 再循环洋壳年龄

关于海南岛地幔柱再循环洋壳的年龄, Wang et al. (2013)通过 Os-Pb 同位素模拟结果认为地幔熔融源区中存在年轻洋壳(200~500 Ma)组分; 梅盛旺和任钟元(2019)通过对海南岛新生代玄武岩的 Pb-Pb 同位素组成估算再循环洋壳年龄在 1000 Ma 以内, 并以此解释为何海南岛玄武岩没有表现出洋岛玄武岩的 HIMU 特征。Li et al. (2020)通过对海南岛及东南沿海新生代玄武岩的 Nd-Pb 同位素组成进行计算, 认为海南岛玄武岩的组分中包括了古老的再循环洋壳和太平洋地壳物质以及滞留的俯冲板片, 而滞留的年轻板片来自太平洋板块。

研究区玄武岩 Re-Os 同位素数据显示, Os 模式年龄(t_{MA})为 32~534 Ma, 明显低于上覆的大陆岩石圈地幔, 暗示其源岩为较为年轻的地幔源区。为了进一步限定再循环洋壳的年龄, 我们根据海南岛全岩的 Pb 和 Os 同位素组成的变化特征进行了模拟计算。通过设置初始地幔、再循环洋壳/辉长岩洋壳的 Pb 含量、Pb 同位素比值和 Os 含量以及 Os 同位素比值, 可以大体限制再循环洋壳的年龄。研究结果显示再循环洋壳的年龄在 100~300 Ma 之间(图 9), 主要来源于周缘俯冲再循环洋壳。

通过对海南岛新生代玄武岩以及岩石圈地幔包体的 PGE 和 Re-Os 同位素的综合研究, 发现其地幔源区中缺乏古老岩石圈地幔的贡献。新生代, 海南岛经历了多期次的大洋板块俯冲作用, 包括太平洋、菲律宾、澳大利亚和古南海等板块, 地幔柱物质在上升过程中被软流圈强烈的对流作用驱散(Li et al., 2020), 或者被来自周围的俯冲板片压制而难以影响到岩石圈地幔(Wang et al., 2013)。另外, 海南岛玄武岩中水含量研究显示海南岛地幔柱相对贫水(Gu et al., 2019), 因此其上升过程中源区熔融程度相对较低, 黏度较大, 对上覆岩石圈的影响较弱。Li et al. (2020)对海南带及东南沿海地区新生代玄武岩的综合研究也显示海南岛地幔柱的影响可能覆盖了整个中国东南部, 但是地幔热柱作用的表现为沿主要的岩石圈断裂带发育了玄武岩, 认为海南岛



模拟参数	橄榄岩地幔 ($Os=3.1\times 10^{-9}$, $Pb=0.03\times 10^{-6}$) $^{187}Os/^{188}Os=0.1296$ $^{206}Pb/^{204}Pb=18.7$
	循环洋壳 ($Os=0.045\times 10^{-9}$, $Pb=0.09\times 10^{-6}$) 循环年龄: 100 Ma 300 Ma 500 Ma $^{187}Os/^{188}Os: 0.493\ 1.197\ 1.903$ $^{206}Pb/^{204}Pb: 18.39\ 18.71\ 19.04$
	辉长岩 ($Os=0.055\times 10^{-9}$, $Pb=0.54\times 10^{-6}$) 循环年龄: 100 Ma 300 Ma 500 Ma $^{187}Os/^{188}Os: 0.315\ 0.662\ 1.01$ $^{206}Pb/^{204}Pb: 18.16\ 18.03\ 17.89$

前人数据引自 Wang et al. (2013); 计算方法据 Wu et al. (2020); 循环洋壳和辉长岩的 Os 含量及组成来自 Peucker-Ehrenbrink et al. (2012); 用 Stracke et al. (2003)的方法计算不同循环年龄的 Pb 同位素组成。

图 9 海南岛新生代玄武岩 $^{187}Os/^{188}Os$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解
Fig.9 $^{187}Os/^{188}Os$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram of the Cenozoic basalts in Hainan Island

地幔柱可能类似古生代的塔里木地幔柱(徐义刚等, 2013), 地幔柱的能量较低, 很可能属于潜伏模式。

5 结论

(1) 海南岛新生代玄武岩总体上具有相对原始地幔低的 PGE 含量, 可以划分为两种类型: PGE 相对平坦型(低 Pd/Ir 值)和向右陡上倾型(高 Pd/Ir 值), 前者对应了较高 Os 含量和低 $^{187}Os/^{188}Os$ 同位素比值, 代表了主要来自软流圈地幔的熔体; 后者对应了低 Os 含量和高 $^{187}Os/^{188}Os$ 同位素比值, 反映了源区中含有大量的再循环洋壳组分。根据 Pb-Os 同位素协变关系, 估计再循环洋壳的年龄在 100~300 Ma 之间, 主要来源于周缘俯冲再循环洋壳。

(2) 海南岛玄武岩的 PGE 特征主要反映了岩浆在上升过程中发生了硫化物熔离作用, 熔融过程中可能伴随有少量硫化物残留源区。

(3) 海南岛新生代玄武岩源区中缺乏上覆古老岩石圈地幔的贡献, 暗示地幔柱物质在上升过程中被对流软流圈或俯冲板片压制, 从而导致潜伏的地幔柱侧向流动到周缘的中南半岛、南海和东南沿海地区, 形成弥散型的大火成岩省。

致谢: 研究过程中得到了中国科学院广州地球化学研究所任钟元研究员的指导, 野外工作得到了中国科学院广州地球化学研究所宋茂双研究员和胡琪伟同学的大力协助, 中国科学院广州地球化学研究所任钟元研究员和云南大学王选策教授为本文提出中肯评审意见和建议, 在此一并致以诚挚的谢意。

参考文献(References):

- 范蔚茗, Menzies M A, 尹汉辉, 郝新才, 陈欣, 邹和平. 1993. 中国东南沿海深部岩石圈的性质和深部作用过程初探. 大地构造与成矿学, 17(1): 23-30.
- 韩江伟, 熊小林, 朱照宇. 2009. 雷琼地区晚新生代玄武岩地球化学: EM2成分来源及大陆岩石圈地幔的贡献. 岩石学报, 25(12): 3208-3220.
- 李杰, 钟立峰, 涂湘林, 胡光黔, 孙彦敏, 梁细荣, 许继峰. 2011. 利用同一化学流程分析地质样品中的铂族元素含量和铼-钨同位素组成. 地球化学, 40(4): 372-380.
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2003. 利用MC-ICPMS精确测定 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和Sm/Nd比值. 地球化学, 32(1): 91-96.
- 梅盛旺, 任钟元. 2019. 海南岛新生代玄武质熔岩源区中再循环物质及其年龄的限定: 来自Hf-Sr-Nd-Pb同位素的制约. 大地构造与成矿学, 43(5): 1036-1051.
- 孙亚莉, 管希云, 杜安道. 1997. 铀试金富集贵金属元素: I 等离子体质谱法测定地质样品中痕量铂族元素. 岩矿测试, 16(1): 12-17.
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. MC-ICPMS方法精确测定液体和固体样品的Sr同位素组成. 地球化学, 31(3): 295-299.
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 刘海泉. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望. 矿物岩石地球化学通报, 32(1): 25-39.
- Ballhaus C, Bockrath C, Wohlgemuth-Ueberwasser C, Laurenz V, Berndt J. 2006. Fractionation of the noble metals by

- physical processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(6): 667–684.
- Barnes S J. 1993. Partitioning of the platinum group elements and gold between silicate and sulphide magmas in the Munni Munni Complex, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(6): 1277–1290.
- Barnes S J, Mungall J E, Maier W D. 2015. Platinum group elements in mantle melts and mantle samples. *Lithos*, 232: 395–417.
- Barnes S J, Naldrett A J, Gorton M P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53(3–4): 303–323.
- Becker H, Horan M F, Walker R J, Gao S, Lorand J P, Rudnick R L. 2006. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17): 4528–4550.
- Bennett V C, Norman M D, Garcia M O. 2000. Rhenium and platinum group element abundances correlated with mantle source components in Hawaiian picrites: Sulphides in the plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3–4): 513–521.
- Bezmen N I, Asif M, Brugmann G E, Romanenko I M, Naldrett A J. 1994. Distribution of Pd, Rh, Ru, Ir, Os, and Au between sulfide and silicate metals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(4): 1251–1260.
- Chazey W J, Neal C R. 2005. Platinum-group element constraints on source composition and magma evolution of the Kerguelen Plateau using basalts from ODP Leg 183. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(19): 4685–4701.
- Chen F K, Satir M, Ji J Q, Zhang D. 2002. Nd-Sr-Pb isotopes of Tengchong Cenozoic volcanic rocks from western Yunnan, China: Evidence for an enriched mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 39–45.
- Creaser R A, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1): 397–401.
- Dale C W, Gannoun A, Burton K W, Argles T W, Parkinson I J. 2007. Rhenium-osmium isotope and elemental behaviour during subduction of oceanic crust and the implications for mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1–2): 211–225.
- Day J M D, Pearson D G, Macpherson C G, Lowry D, Carracedo J C. 2009. Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: Oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas. *Geology*, 37(6): 555–558.
- Elliott T, Plank T, Zindler A, White W, Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(B7): 14991–15019.
- Escrig S, Doucelance R, Moreira M, Allègre C J. 2005. Os isotope systematics in Fogo Island: Evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chemical Geology*, 219(1–4): 93–113.
- Fleet M E, Crocket J H, Stone W E. 1996. Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(13): 2397–2412.
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, Liu Y S. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(3–4): 307–322.
- Gu X Y, Wang P Y, Kuritani T, Hanski E, Xia Q K, Wang Q Y. 2019. Low water content in the mantle source of the Hainan plume as a factor inhibiting the formation of a large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 515: 221–230.
- Guo F, Wu Y M, Zhang B, Zhang X B, Zhao L, Liao J. 2021. Magmatic responses to Cretaceous subduction and tearing of the paleo-Pacific Plate in SE China: An overview. *Earth-Science Reviews*, 212(1), 103448.
- Hart S R, Dunn T. 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(1): 1–8.
- Ho K S, Chen J C, Juang W S. 2000. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(3): 307–324.
- Hoang N, Flower M F J. 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implication for origins of a 'diffuse igneous province'. *Journal of Petrology*, 39(3): 369–395.
- Hoang N, Flower M F J, Carlson R W. 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4329–4351.
- Hofmann A W, Jochum K P. 1996. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii scientific drilling project. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(B5): 11831–11839.

- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45.
- Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, B09305.
- Jamais M, Lassiter J C, Brüggemann G. 2008. PGE and Os-isotopic variations in lavas from Kohala Volcano, Hawaii: Constraints on PGE behavior and melt/crust interaction. *Chemical Geology*, 250(1–4): 16–28.
- Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437(7059): 724–727.
- Klemme S, Günther D, Hametner K, Prowatke S, Zack T. 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, 234(3–4): 251–263.
- Li J, Jiang X Y, Xu J F, Zhong L F, Wang X C, Wang G Q, Zhao P P. 2014. Determination of platinum-group elements and Re-Os isotopes using ID-ICP-MS and N-TIMS from a single digestion after two-stage column separation. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 38(1): 37–50.
- Li J, Xu J F, Suzuki K, He B, Xu Y G, Ren Z Y. 2010. Os, Nd and Sr isotope and trace element geochemistry of the Muli picrites: Insights into the mantle source of the Emeishan Large Igneous Province. *Lithos*, 119(1–2): 108–122.
- Li Y Q, Kitagawa H, Nakamura E, Ma C Q, Hu X Y, Kobayashi K, Sakaguchi C. 2020. Various ages of recycled material in the source of Cenozoic Basalts in SE China: Implications for the role of the Hainan Plume. *Journal of Petrology*, 61(6), ega060.
- Liu J Q, Ren Z Y, Nichols A R L, Song M S, Qian S P, Zhang Y, Zhao P P. 2015. Petrogenesis of Late Cenozoic basalts from North Hainan Island: Constraints from melt inclusions and their host olivines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 152: 89–121.
- Lorand J P, Luguet A, Alard O. 2013. Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review. *Lithos*, 164–167: 2–21.
- Molzahn M, Reisberg L, Wörner G. 1996. Os, Sr, Nd, Pb, O isotope and trace element data from the Ferrar flood basalts, Antarctica: Evidence for an enriched subcontinental lithospheric source. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(3): 529–545.
- Momme P, Óskarsson N, Keays R R. 2003. Platinum-group elements in the Icelandic rift system: Melting processes and mantle sources beneath Iceland. *Chemical Geology*, 196(1–4): 209–234.
- Mungall J E, Brenan J M. 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125: 265–289.
- Pearson D G, Irvine G J, Ionov D A, Boyd F R, Dreibus G E. 2004. Re-Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenolith peridotite suites. *Chemical Geology*, 208(1–4): 29–59.
- Pearson D G, Woodland S J. 2000. Solvent extraction/anion exchange separation and determination of PGEs Os, Ir, Pt, Pd, Ru and Re-Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS. *Chemical Geology*, 165(1–2): 87–107.
- Peucker-Ehrenbrink B, Hanghoj K, Atwood T, Kelemen P B. 2012. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust. *Geology*, 40(3): 199–202.
- Puchtel I S, Humayun M. 2000. Platinum group elements in Kostomuksha komatiites and basalts: Implications for oceanic crust recycling and core-mantle interaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24): 4227–4242.
- Puchtel I S, Humayun M, Campbell A J, Sproule R A, Leshner C M. 2004. Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(6): 1361–1383.
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
- Salters V J M, Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q05B07.
- Shirey S B, Walker R J. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 423–500.
- Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics*,

- Geosystems*, 4(3), 8003.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Tatsumi Y, Oguri K, Shimoda G. 1999. The behaviour of platinum-group elements during magmatic differentiation in Hawaiian tholeiites. *Geochemical Journal*, 33(4): 237–247.
- Tu K, Flower M F J, Carlson R W, Xie G H, Chen C Y, Zhang M. 1992. Magmatism in the South China Basin: 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology*, 97(1–2): 47–63.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Liu Y, Long W G, Zhou J B, Wang F. 2012. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: A consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? *Journal of Petrology*, 53(1): 177–233.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Xu Y G, Li W X. 2013. Identification of an ancient mantle reservoir and young recycled materials in the source region of a young mantle plume: Implications for potential linkages between plume and plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378: 248–259.
- Widom E. 1997. Sources of ocean island basalts: A review of the osmium isotope evidence. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 244(1): 484–496.
- Wu Y M, Guo F, Wang X C, Zhang B, Zhang X B, Alemayehu M, Wang G Q. 2020. Generation of late Cretaceous Ji'an basalts through asthenosphere-slab interaction in South China. *Geological Society of America Bulletin*, 132(5–6): 1316–1332.
- Xia S H, Zhao D P, Sun J L, Huang H B. 2016. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: New insights into the Hainan plume. *Gondwana Research*, 36: 46–56.
- Yan Q S, Shi X F, Metcalfe I, Liu S F, Xu T Y, Kornkanitnan N, Sirichaiseth T, Yuan L, Zhang Y, Zhang H. 2018. Hainan mantle plume produced late Cenozoic basaltic rocks in Thailand, Southeast Asia. *Scientific Reports*, 8(1): 2640.
- Yurimoto H, Ohtani E. 1992. Element partitioning between majorite and liquid: A secondary ion mass spectrometric study. *Geophysical Research Letters*, 19(1): 17–20.
- Zhao D P. 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12(4): 335–355.
- Zhou L G, Xia X Q, Zheng Y F, Hu Z C. 2014. Polyphase growth of garnet in eclogite from the Hong'an orogen: Constraints from garnet zoning and phase equilibrium. *Lithos*, 206–207: 79–99.
- Zou H B, Fan Q C. 2010. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle endmember and the dynamics of melting beneath Hainan Island. *Lithos*, 116(1–2): 145–152.

Origin of Cenozoic Basalts in Hainan Island: Constraints from Re-Os Isotops and PGE Geochemistry

WANG Guoqing^{1,2}, GUO Feng^{1,3*}, ZHAO Liang^{1,3}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Deep Earth Science, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract: In this paper, we report PGE and Re-Os isotope compositions of the Cenozoic basalts in Hainan Island. In combination with the whole-rock major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic results, the following conclusions can be reached. (1) The Hainan basalts can be subdivided into two groups on the basis of chondrite-normalized PGE patterns. The high-Os ($Os > 40 \times 10^{-12}$) basalts have PGE concentrations varying from 1.88×10^{-9} to 4.54×10^{-9} and show a relatively flat PGE pattern with $Pd/Ir < 3.5$; whereas the low-Os ($Os < 40 \times 10^{-12}$) basalts have PGE contents varying from 0.35×10^{-9} to 2.67×10^{-9} and demonstrate an upright-inclined PGE patterns with $Pd/Ir > 5.0$. The high-Os basalts also have low $^{187}Os/^{188}Os$ ratios (0.1251–0.1554), representative of melt from the depleted asthenospheric mantle. By contrast, the low-Os basalts have higher $^{187}Os/^{188}Os$ ratios (0.1469–0.3018), suggestive of significant involvement of recycled crust either in the mantle source or during the magmatic differentiation. The samples with $^{187}Os/^{188}Os < 0.20$ show a positive correlation between Os and $^{187}Os/^{188}Os$, which cannot be produced by crustal assimilation. The radiogenic Os compositions of the low-Os basalts might have primarily been derived from the recycled oceanic crust in the melting source. (2) The PGE geochemistry of the Cenozoic Hainan basalts might have been controlled by sulfide segregation during the magma differentiation. (3) The Os-Pb isotope modelling results imply that the age of recycled oceanic crust for the Cenozoic Hainan basalts varies between 100 and 300 Ma, which represents young or contemporaneous subducted oceanic slabs. The new geochemical results of Re-Os isotopes and PGE concentrations provide further insights into the recycled source mantle components and the role of sulfides in the origin and evolution of the primitive magma of the Cenozoic Hainan basalts, and the geodynamics of mantle plume activity.

Keywords: recycled oceanic crust; PGE geochemistry; Re-Os isotopes; Cenozoic basalts; Hainan Island