



拉萨地块南缘壳源岩浆水含量差异: 来自锆石水含量的启示

蒙均桐^{1,2,3}, 夏小平^{1,2*}, 马林^{1,2}, 姜子琦⁴, 徐健^{1,2,3}, 崔泽贤^{1,2}, 杨晴^{1,2}, 张万峰^{1,2}, 张乐^{1,2}

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, 广州 510640;

2. 中国科学院深地科学卓越创新中心, 广州 510640;

3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

4. 桂林理工大学地球科学学院, 桂林 541006

* 通讯作者, E-mail: xpxia@gig.ac.cn

收稿日期: 2020-12-25; 收修改稿日期: 2021-04-30; 接受日期: 2021-05-11; 网络版发表日期: 2021-06-08

第二次青藏高原科学考察研究项目(编号: 2019QZKK0702)和国家自然科学基金项目(批准号: 41673010)资助

摘要 地球物理与地球化学资料显示, 地球各圈层含有一定量的水并且在时空分布上存在差异. 最近的研究显示, 锆石水含量具有反映岩浆水含量的潜力. 文章对拉萨地块南缘几个壳源部分熔融成因的二云母花岗岩、石英二长岩、闪长岩以及花岗闪长岩样品中的锆石进行了SIMS水含量和氧同位素分析以及LA-ICPMS微量元素分析, 结果用以探讨壳源岩浆水含量的差异性. 分析结果显示, 两个古老地壳部分熔融样品在锆石水含量核密度图上的峰值分别是85和300ppm, 分别明显低于两个新生地壳部分熔融样品的峰值435和475ppm. 四个样品计算的U-Th辐射剂量都小于 $3 \times 10^{15} \text{events mg}^{-1}$, 表明它们的晶格未受到严重辐射损伤, 都不属于蜕晶化锆石. 锆石中元素REE+Y和Hf+P以及Hf和H含量之间没有相关性, 说明它们的水含量并非受控于前人提出的相对于P过量REE+Y电荷补偿机制, 岩浆演化程度的差异也不是造成不同样品锆石水含量的主要因素. 地壳源岩部分熔融程度的差异也无法解释这些样品锆石水含量的差异. 我们认为, 这些锆石样品间水含量差异记录了岩浆水含量差异. 这一差异反映了熔融方式(加水熔融或者脱水熔融)和源区水含量对岩浆水含量的影响. 地壳发生升温减压脱水熔融, 岩浆水含量最低. 同为加水熔融的地壳岩浆, 古老地壳脱水熔融成因熔体中的水含量低于新生地壳加水熔融形成的熔体.

关键词 锆石水含量, 二次离子质谱, 脱水熔融, 加水熔融, 岩浆水含量

1 引言

名义上无水矿物(nominally anhydrous mineral, NAM)可以含有一定量以氢分子、铵根、羟基、水分

子等形式存在的水(Johnson, 2006; Watenphul等, 2010; Yang X等, 2016), 是地球内部重要的水储库(Bell和Rossman, 1992). 名义上无水矿物水含量变化能够显著改变岩石和地球各圈层的物理化学性质, 例如电导

中文引用格式: 蒙均桐, 夏小平, 马林, 姜子琦, 徐健, 崔泽贤, 杨晴, 张万峰, 张乐. 2021. 拉萨地块南缘壳源岩浆水含量差异: 来自锆石水含量的启示. 中国科学: 地球科学, 51(8): 1389-1400. doi: 10.1360/SSTe-2020-0366

英文引用格式: Meng J, Xia X, Ma L, Jiang Z, Xu J, Cui Z, Yang Q, Zhang W, Zhang L. 2021. A H₂O-in-zircon perspective on the heterogeneous water content of crust-derived magmas in southern Tibet. Science China Earth Sciences, 64(7): 1184-1194. https://doi.org/10.1007/s11430-020-9790-1

率(Karato, 1990; 杨晓志等, 2006)和熔融温度(Seaman等, 2013)等. 大陆地壳是地球的重要组成部分, 是人类赖以生存活动的场所. 地球物理研究表明, 大陆下地壳不同地区具有不同的电导率, 电导率高的区域往往位于俯冲带, 电导率低的区域对应于稳定的克拉通地区(Hyndman和Shearer, 1989; Bai等, 2010; Worzewski等, 2010; Evans等, 2014; Manning, 2018). 电导率的差异可能反映了不同性质地壳水含量的差异. 已有研究发现, 不同地区下地壳麻粒岩NAM水含量有较大变化范围, 也说明下地壳水含量分布并不均一(Yang等, 2008; 杨贵才等, 2012a, 2012b; Németh等, 2015; Schmädicke等, 2015; Zhang L等, 2018). 但这些研究没有系统对比过不同性质地壳部分熔融产生岩浆水含量的差异.

锆石是中酸性侵入岩中常见的副矿物, 具有稳定的物理化学性质, U-Pb体系封闭温度高于900°C(Cherniak和Watson, 2001). 近来有研究表明锆石中的H扩散速率要慢于橄榄石、辉石等其他NAM(Zhang, 2015), 因而更容易保存原始的水含量. 但是尽管锆石被广泛应用于U-Pb定年、O-Hf-Li同位素以及微量元素研究(Belousova等, 2002; Valley, 2003; Xia等, 2006; Trail等, 2007; Ushikubo等, 2008; Trail等, 2018), 目前对锆石水含量的研究还没有得到足够的重视. 这可能是由于分析方法的缺失和对水进入锆石的机制不够了解(De Hoog等, 2014; Xia等, 2019). 本文通过对拉萨地块南缘不同类型地壳源区熔融的中酸性侵入岩中锆石进行离子探针(SIMS)水含量和氧同位素同时分析, 结合微量元素分析结果, 认为该地区不同地壳源区熔融产生的中酸性岩浆锆石水含量不同反映了其岩浆水含量的差异, 并进一步探讨了不同岩浆水含量差异的原因.

2 地质背景与样品概述

本文研究样品是来自青藏高原南缘拉萨地块桑日县晚泥盆纪正噶花岗岩、渐新世冲木达石英二长岩以及扎囊-山南地区晚白垩世闪长岩和始新世花岗闪长岩. 拉萨地块北以班公-怒江缝合带, 南以雅鲁藏布江缝合带为界(Yin和Harrison, 2000; Zhu等, 2013), 其南缘发育一条冈底斯岩浆岩带, 岩性以中酸性岩浆岩为主, 包括闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩、花岗岩等, 此外还包括少量超基性-基性侵入岩, 例如辉长岩. 同位素年代学研究表明, 冈底斯火成岩年龄集中于四

个时期: 205~152、109~80、65~41和33~13Ma(Ji等, 2009). 它们普遍具有正的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, 表明其起源于新生地壳源区. 研究发现, 拉萨地块南缘还发育有少量古生代岩浆岩, 这些岩浆岩具有富集的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 被解释为古老地壳熔融的产物(Ji等, 2012). 本文选取四个不同时代岩石样品的锆石进行研究.

2.1 晚泥盆纪正噶花岗岩

桑日县正噶地区泥盆-石炭纪二云母花岗岩形成于~360Ma, 发育片麻状构造, 可能遭受早白垩世(105~102Ma)角闪岩相变质作用(Dong等, 2014). 岩体被后期白垩纪辉长岩和古近纪花岗岩侵入. Ma等(2019)对这一套花岗岩进行了详细的岩石学和地球化学研究. 花岗岩矿物组成为石英(30~40vol.%)、钾长石(30~35vol.%)、斜长石(5~10vol.%)、黑云母(10~15vol.%)、白云母(5~8vol.%)以及少量石榴子石和铁氧化物. 本文研究样品二云母花岗岩11SR02-1的化学组成如下: $\text{SiO}_2=73.71\text{wt.}\%$ 、 $\text{MgO}=0.84\text{wt.}\%$ 、 $\text{A/CNK}=1.18$ 、 $\text{Mg}^\# = 47.5$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.69$ 、 $\text{Sr}/\text{Y}=3.9$ 、 $\text{Zr}/\text{Hf}=32.02$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-8.61$. 11SR02-1锆石U-Pb定年结果为 $(364.6 \pm 2.5)\text{Ma}$. 锆石具有富集的Hf同位素组成($\epsilon_{\text{Hf}}(t)=-9.3 \sim -1.3$)和较高的O同位素组成($\delta^{18}\text{O}=7.32 \sim 9.8\text{‰}$), 指示其源区为古老地壳或者有部分沉积物质加入(Ma等, 2019). 伴生的角闪岩具有弧后盆地玄武岩(BABB)的地球化学亲缘性, 指示它们可能形成于弧后伸展的构造背景(Dong等, 2014; Ma等, 2019).

2.2 渐新世冲木达石英二长岩

冲木达岩体位于桑日县以西10~15km的冲木达村. 岩体主要由石英二长岩和少量花岗闪长岩组成. 姜子琦等(2011)对岩体进行了详细的研究. 石英二长岩矿物组成: 斜长石(45~48vol.%)、钾长石(30~34vol.%)、石英(10~14vol.%)、角闪石(5~8vol.%)、黑云母(3~5vol.%)和少量副矿物. 本文研究样品石英二长岩 SiO_2 含量为64.70wt.%, MgO 含量为2.24wt.%, $\text{Mg}^\#$ 值为51, A/CNK 为0.93, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值为1.05, Sr/Y 比值为89.3, Zr/Hf 比值为34.9, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-3.15$. 所选取样品07TB11锆石U-Pb定年结果显示该岩体侵位年龄为 $(30.2 \pm 0.7)\text{Ma}$. 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=4.2 \pm 0.5$. 与冈底斯白垩纪侵入岩不同的是, 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解上落在第四象限, 与26~10Ma的增厚下地壳熔融形成的冈底斯埃

达克岩类似. 姜子琦等(2011)解释其成因为俯冲至冈底斯弧下部的印度大陆富集的地下壳部分熔融, 熔体上升过程中受到亏损物质的混染.

2.3 扎囊-山南地区晚白垩世闪长岩和始新世花岗岩

扎囊县-山南市一线广泛发育侏罗纪-第三纪侵入岩(Jiang等, 2014). 在山南市以东约10km, 冲木达村以西约5km的洛木村发育一套~75Ma的闪长岩, 其矿物组成: 斜长石(35~40vol.%)、角闪石(25~30vol.%)、钾长石(10~15vol.%)、石英(5~10vol.%)、黑云母(5~10vol.%)和少量副矿物如锆石、磷灰石. 在该地区朗达村发育一套~48Ma的花岗闪长岩, 矿物组成: 斜长石(30~35vol.%)、角闪石(20~25vol.%)、钾长石(10~15vol.%)、黑云母(10~15vol.%)、石英(5~10vol.%)及少量副矿物. 本文研究的闪长岩样品07TB18的 $\text{SiO}_2=60.24\%$, $\text{MgO}=2.96\text{wt.}\%$, $\text{Mg}^\# = 48$, $\text{A/CNK}=0.90$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.69$, $\text{Sr}/\text{Y}=24.4$, $\text{Zr}/\text{Hf}=32.0$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704515$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=3.04$, 锆石U-Pb年龄(76.5 ± 5.0)Ma, 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=9.9 \pm 1.0$; 花岗闪长岩样品09TB128的 $\text{SiO}_2=65.86\%$, $\text{MgO}=1.66\text{wt.}\%$, $\text{Mg}^\# = 42$, $\text{A/CNK}=0.97$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.06$, $\text{Sr}/\text{Y}=16.2$, $\text{Zr}/\text{Hf}=36.8$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704503$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=3.01$, 锆石U-Pb年龄(47.9 ± 0.1)Ma, 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=10.9 \pm 0.4$. 两个样品都具有亏损的Sr-Nd-Hf同位素组成, 说明它们起源于新生地壳. 它们还具有低的MgO、Cr、Ni含量和低的 $\text{Mg}^\#$, 这些特征与晚侏罗世到始新世冈底斯带基性岩浆底侵形成的地下壳部分熔融形成的侵入岩类似, 均为新生岛弧下地壳部分熔融的产物(Jiang等, 2014).

3 分析方法

将岩石样品粉碎后, 用浮选和电磁选方法分选出锆石. 将分选的锆石颗粒用镊子或细针挑选固定在双面胶上, 之后将一空圆筒盖在双面胶上. 往圆筒内倒入加热至110°C的Sn合金(52%的Sn+48%的Bi), 随后放置于110°C真空中至少30min以除去气体, 冷却后对样品靶进行抛光和清洗以便后续分析. 样品前处理具体步骤描述见Zhang W等(2018).

锆石水含量和氧同位素二次离子质谱同时测定在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家

重点实验室进行. 用强度在3~5nA的一次 Cs^+ 离子束通过10kV的加速电压轰击锆石样品表面, 经过-10kV的加速电压提取出二次离子, 以垂直入射的电子中和样品表面电荷. 使用两个法拉第杯分别接收 ^{16}O 和 ^{18}O 并同时使用电子倍增器接收 $^{16}\text{O}^1\text{H}$ 信号. 控制 ^{16}O 和 ^{18}O 的接收器狭缝为500 μm 以使分辨率达到2500, 用~173 μm 的接收器狭缝(质量分辨率达到7000)接收 $^{16}\text{O}^1\text{H}$ 以避免 ^{17}O 的干扰, 使用核磁共振控制器(NMR)固定磁场. 单点分析包括200s的预剥蚀和二次离子束自动对中, 60s数据收集时间, 每个分析点采集16组 $^{16}\text{O}^1\text{H}/^{16}\text{O}$ 和 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 数据. 根据使用傅里叶变换红外光谱(FTIR)标定的一套锆石标准物质分析结果建立水含量校正曲线, 进而通过锆石样品测定的 $^{16}\text{O}^1\text{H}/^{16}\text{O}$ 比值与校正曲线方程计算出未知样品的水含量(Xia等, 2019). 利用氧同位素标准物质维也纳平均大洋水(SMOW)的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值对样品的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值进行标准化, 仪器质量分馏(IMF)采用Penglai标准锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算(Li等, 2010). 样品的测试值 $\delta^{18}\text{O}_M$ 减去IMF即为该点实际 $\delta^{18}\text{O}$.

完成SIMS测试后, 在原先SIMS分析点上进行LA-ICPMS微量元素测试. 分析在广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室安装的扇形磁场电感耦合等离子体质谱(ELEMENT XR)上进行. 质谱连接一台Resonetic RESolution M-50型号的193nm ArF准分子激光剥蚀装置. 激光频率为5Hz, 以~4J cm^{-2} 的能量密度作用在直径33 μm 的剥蚀区域. 单点分析时长由20秒背景空白和30秒数据采集组成. 实验中氦气作为剥蚀气溶胶的载气. 分析的核素包括: ^{25}Mg 、 ^{27}Al 、 ^{29}Si 、 ^{31}P 、 ^{49}Ti 、 ^{57}Fe 、 ^{89}Y 、 ^{139}La 、 ^{140}Ce 、 ^{141}Pr 、 ^{145}Nd 、 ^{149}Sm 、 ^{151}Eu 、 ^{155}Gd 、 ^{159}Tb 、 ^{163}Dy 、 ^{65}Ho 、 ^{167}Er 、 ^{169}Tm 、 ^{172}Yb 、 ^{175}Lu 、 ^{178}Hf . 使用NIST SRM 610作为外部标准校正仪器漂移, NIST SRM 612作为未知样检验校正结果的可信度. ^{29}Si 作为内部标准. NIST SRM 612的28次分析结果显示微量元素分析结果与参考值的偏差在 $\pm 10\%$ 以内, 分析精度优于10%. 详细的实验步骤和数据处理方法见Zhang等(2019).

4 分析结果

4.1 锆石CL图

代表性锆石CL图像如图1所示. 所有样品锆石多为长柱状, 自形到半自形, 多数长宽比介于3:2到3:1.



图 1 代表性锆石CL图像

锆石中圆圈代表SIMS和LA-ICPMS分析点. 1ppm=1μg g⁻¹

晚泥盆纪正噶花岗岩样品11SR02-1的的锆石颗粒略小于其余三个样品, 短轴大约长60~100μm, 长轴长100~200μm, 具有明显振荡环带和CL发光性不同的核边. 其余三个样品锆石长轴可达300μm. 渐新世冲木达石英二长岩样品07TB11除了有振荡环带, 还具有发光性较弱的核部和发光性较强的边部, 11SR02-1和07TB11的锆石U-Pb年龄显示不同发光性的核边具有相同的年龄(姜子琦等, 2011, Ma等, 2019), 它们为同一期岩浆作用产物. 晚白垩世闪长岩和始新世花岗闪长岩07TB18与09TB128的锆石未见组成环带, 但多数可见一定程度的亮暗分区, 与文献报道的中基性岩锆石类似(Corfu等, 2003).

4.2 锆石水含量和氧同位素

锆石水含量和氧同位素结果见网络版附表1 (<http://earthen.scichina.com>). 少数测试点因为具有较大的¹⁶O¹H/¹⁶O分析误差或较高的Mg、Fe、Al含量被排除进一步分析讨论之外, 这些异常可能与矿物颗粒裂隙中混入的其他物质有关(Geisler等, 2002; Pidgeon等, 2019). ~360Ma二云母花岗岩11SR02-1锆石水含量范围在60~838ppm, 平均值251ppm, 中值174ppm, 在锆

石水含量核密度图上有一个明显峰值在85ppm(图2a). ~30Ma印度大陆下地壳部分熔融形成的石英二长岩07TB11锆石水含量范围在58~578ppm, 平均值251ppm, 中值256ppm, 水含量峰值在190和300ppm(图2b). 两个冈底斯新生地壳部分熔融的样品具有较高的水含量. ~75Ma闪长岩样品07TB18锆石水含量范围179~909ppm, 平均值448ppm, 中值434ppm, 核密度图上的峰值在435ppm(图2c). ~48Ma花岗闪长岩样品09TB128锆石水含量范围在58~920ppm, 平均值416ppm, 中值445ppm, 水含量峰值在475ppm(图2d). 可以看到无论是均值, 中值还是峰值, 晚白垩世闪长岩和始新世花岗闪长岩样品锆石水含量最高, 渐新世冲木达石英二长岩样品次之, 晚泥盆纪正噶花岗岩最低(图2和3). SIMS同时测定的锆石氧同位素结果显示11SR02-1的δ¹⁸O在6.00~11.34‰, 平均值8.86‰, 与Ma等(2019)的分析结果基本一致. 其余样品氧同位素组成较低, 分别为07TB11的5.72‰、07TB18的6.12‰和09TB128的6.07‰(图4).

4.3 锆石微量元素

锆石微量元素分析结果见网络版附表2. 锆石样品

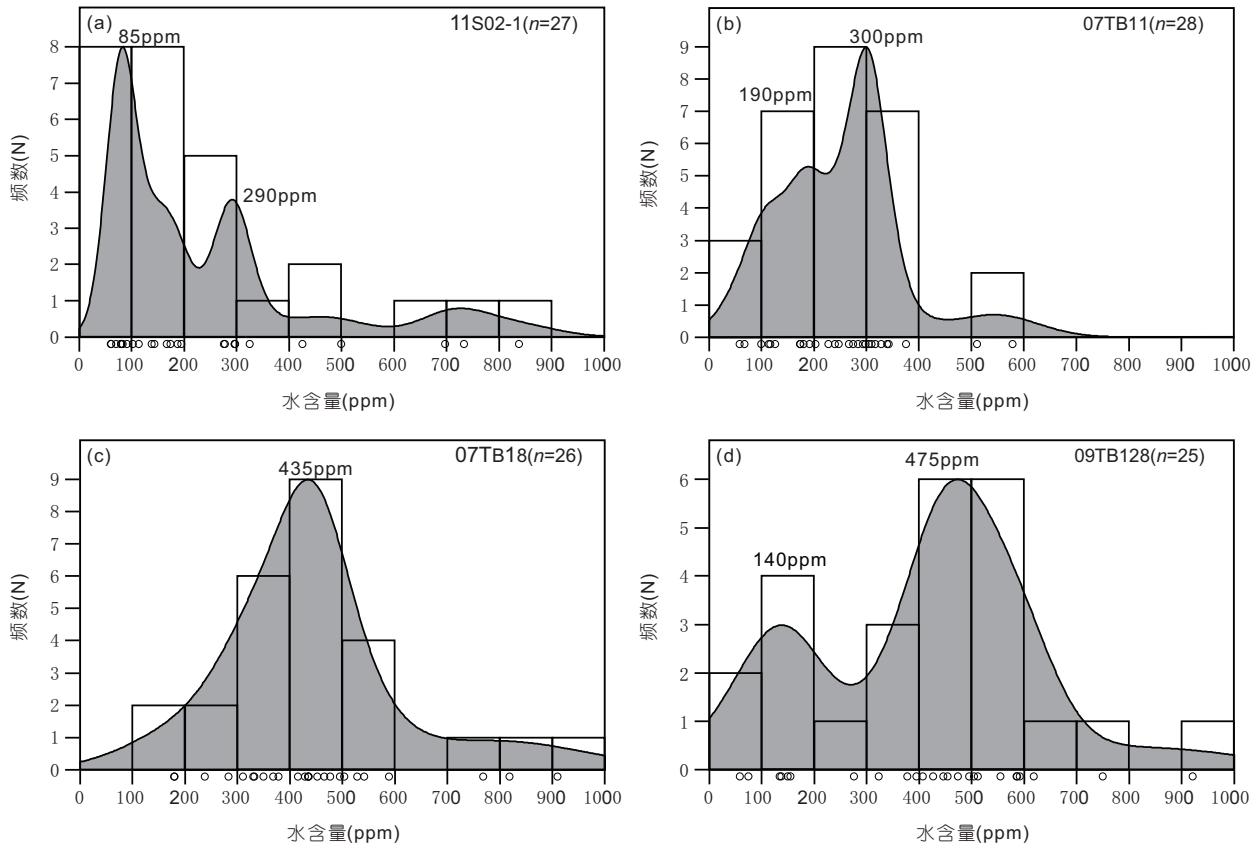


图2 锆石水含量核密度图11SR02-1(a)、07TB11(b)、07TB18(c)和09TB128(d)

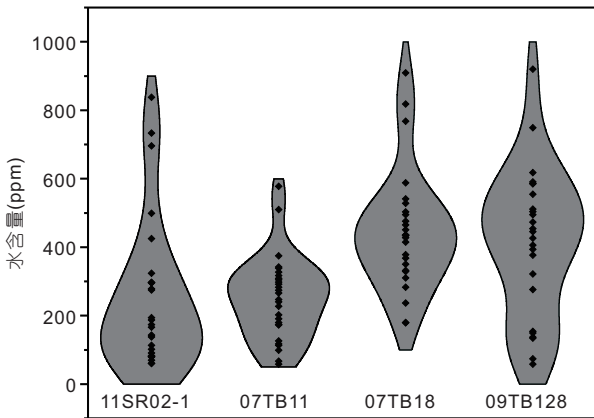


图3 锆石水含量小提琴图

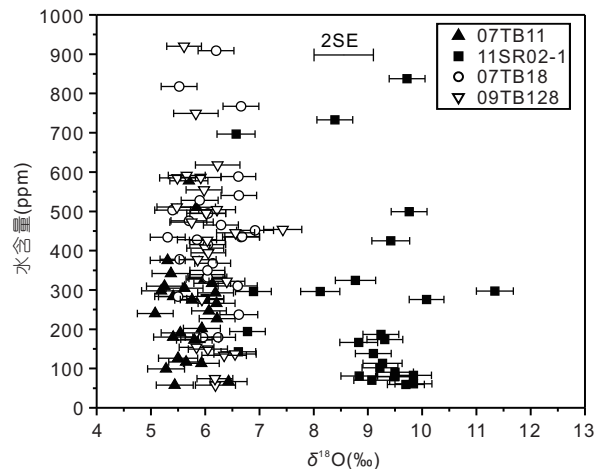


图4 锆石氧同位素与水含量关系图

的Hf含量范围分别为11SR02-1的8540~13300ppm、07TB11的7970~11500ppm、07TB18的7850~11100ppm、09TB128的7090~9080ppm。从平均值来看11SR02-1的Hf含量最高，07TB11、07TB18和09TB128锆石Hf含量较低，各个样品内部未观察到Hf

与H₂O之间的相关性(图5)。在REE+Y与H+P的相关性图解上(图6)，可以看到所有样品点的H和P原子数之和大于REE和Y的原子数之和，并且二者之间没有任何相关性。

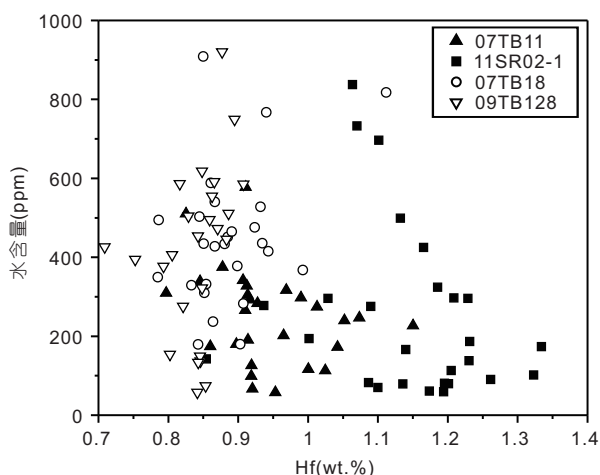


图5 锆石Hf含量与水含量关系图

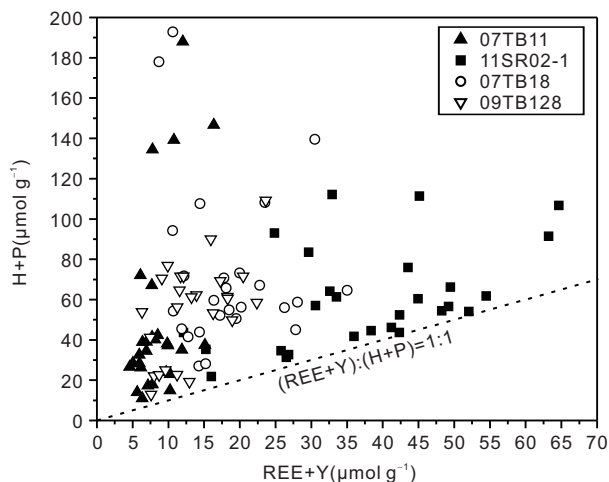


图6 锆石REE+Y离子数与H+P离子数关系图
虚线代表二者比值满足1:1关系

5 讨论

5.1 锆石水含量影响因素

5.1.1 锆石蜕晶化程度

锆石中的Zr离子可被一定量的放射性元素U、Th类质同象置换(Hoskin和Schaltegger, 2003). U、Th在衰变过程中释放的 α 粒子会造成锆石晶格的损伤而蜕晶化. 蜕晶质锆石不仅在晶胞参数、密度、双折射率等属性上与晶质锆石有区别(Chakoumakos等, 1987), 而且更容易受到流体交代混入外来物质, 从而含有更多的Ca、Fe、Al以及H₂O(Geisler等, 2002; Pidgeon等, 2019). Woodhead等(1991)对斯里兰卡宝石级锆石的研究发现, 以辐射损伤剂量 4.5×10^{15} event mg⁻¹为界, 小于

该值的低U锆石基本不含水, 大于该值的高U锆石含有一定量的水, 说明强辐射损伤锆石中的水是后期进入的. Murakami等(1991)给出了根据U、Th含量以及年龄计算的锆石辐射损伤剂量的公式: $D=8N_1[\exp(\lambda_1 t)-1]+7N_2[\exp(\lambda_2 t)-1]+6N_3[\exp(\lambda_3 t)-1]$, D 代表辐射损伤剂量, 单位events mg⁻¹; N_1 、 N_2 、 N_3 分别代表²³⁸U、²³⁵U、²³²Th的原子个数, 单位atoms mg⁻¹; λ_1 、 λ_2 、 λ_3 分别代表²³⁸U、²³⁵U、²³²Th的衰变常数, 单位年⁻¹, t 代表锆石结晶年龄. Murakami等(1991)还根据锆石辐射损伤剂量划分不同阶段, D 小于 3×10^{15} events mg⁻¹的锆石辐射损伤程度弱, 晶格损伤以点缺陷为主. 根据锆石样品的U-Pb年龄数据(姜子琦等, 2011; Jiang等, 2014; Ma等, 2019)得到的计算结果显示锆石的辐射损伤剂量均小于 3×10^{15} events mg⁻¹, 锆石所遭受的辐射损伤程度低. Mg、Fe、Al含量过高有可能受到热液交代的分析点被排除在讨论之外. 此外, 受流体交代的锆石普遍具有低的氧同位素组成, 锆石水含量与氧同位素之间呈现负相关关系(Pidgeon等, 2013; Wang等, 2014; Pidgeon等, 2017), 然而这四个样品氧同位素与水含量不存在任何相关性(图4). 综上所述我们认为锆石样品中的水是结晶时进入的初始水而非后期交代进入的次生水.

5.1.2 温度、压力和氧逸度

目前尚未有锆石与熔体间水的分配系数的报道. 对橄榄石、辉石等其他NAM的研究显示水在矿物与熔体间的分配系数与温度呈负相关, 与压力呈正相关(Demouchy和Bolfan-Casanova, 2016). 对锆石微量元素的研究也显示相同的趋势(Rubatto和Hermann, 2007). 在此我们使用锆石Ti温度计计算岩浆温度, Jiang等(2014)和Ma等(2019)给出的全岩Sr/Y计算的深度代表岩浆形成深度(表1). 结果显示俯冲印度下地壳熔融形成的石英二长岩具有较低的温度和较高的压力, 锆石与岩浆间水的分配系数最高, 但锆石水含量却低于另外两个冈底斯新生地壳熔融样品07TB18和09TB128. 相比于温度的变化, 压力对锆石分配系数的影响较小(Rubatto和Hermann, 2007; Luo和Ayers, 2009), 泥盆纪二云母花岗岩11SR02-1的温度压力均比09TB128稍低, 可以认为11SR02-1的锆石水分配系数与07TB18大致相当或略高于09TB128, 但11SR02-1的锆石水含量明显低于09TB128. 综合分析表明, 温度压力不是造成本文研

表1 全岩温度、压力、氧逸度相关属性值^{a)}

	11SR02-1	07TB11	07TB18	09TB128
平均锆石Ti温度(°C)	784	704	782	828
全岩Sr/Y	3.9	89.3	24.4	16.2
形成深度(km)	12	107	35	26
压力(GPa)	0.37	3.22	1.06	0.78
平均锆石Ce/Ce*	8.6	95.8	49.2	66.1

a) 全岩Sr、Y含量来自Jiang等(2014)和Ma等(2019). 锆石Ti温度计算根据Ferry和Watson(2007), 假定SiO₂活度为1, TiO₂活度为0.75. 全岩Sr/Y计算形成深度据Chapman等(2015), 地压梯度0.03GPa/km(胡宝群等, 2003)

究样品间锆石水含量差异的重要因素.

锆石的Ce异常和Eu异常能反映岩浆氧逸度, 岩浆氧逸度越高, Ce/Ce*和Eu/Eu*越大(Burnham和Berry, 2012). 分析结果显示锆石Ce/Ce*与水含量之间没有相关性(表1), 结合Burnham和Berry(2012)对不变价元素(如三价稀土离子La、Sm等)在锆石与熔体间分配系数与氧逸度无直接关联的研究成果, 我们认为氧逸度对本文研究锆石水含量的影响较小.

值得注意的是除了样品间的差异, 同一样品的锆石水含量也呈现一定的变化. 选点时根据CL图避免了可能的继承锆石, 水含量变化与继承锆石无关. 为了评估扩散作用对锆石水含量的影响, 根据Zhang(2015)给出的锆石在001方向上(该方向H扩散最快)的H扩散系数计算了不同温度和不同粒径锆石H完全扩散需要的时间(图7). 假定本文研究火成岩侵位于中地壳深度(12~23km), 根据15°C/km的地温梯度(Sun等, 2018)计算得到的中地壳温度范围在180~345°C, 本文所分析锆石的粒径大多为100~300µm, 在该温度下H完全扩散再平衡需要的时间远远大于100Ma(图7), 因此岩石冷却至中地壳温度后不存在锆石H扩散. 样品未经历高温变质作用, 后期扩散再平衡的可能性可以排除. 为了进一步评估锆石的H是否发生扩散, 我们对比了不同粒径锆石的水含量, 结果显示粒径与水含量之间没有相关性(07TB11, 图1), 并且同一锆石颗粒水含量未呈现核部高边部低的特征. 综上分析我们认为本文锆石样品保存了初始的水含量, 同一样品锆石水含量差异可能是矿物的结晶过程中岩浆水含量或温度的变化导致的.

5.1.3 岩浆演化

水在部分熔融和岩浆演化过程中表现出高度不相

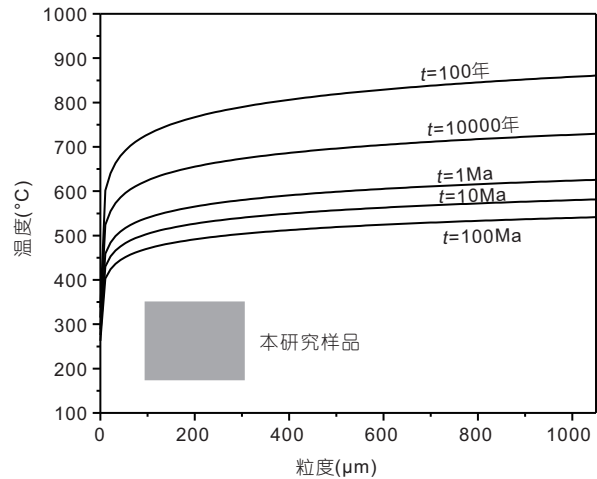


图7 不同锆石粒度和温度下H扩散所需时间示意图

灰色区域代表本研究锆石粒度与岩石侵位温度区域

容性, 随着岩浆演化, 后期熔体具有更高的水含量(例如, 吴福元等, 2017). 只有早期结晶锆石的水含量才有可能记录初始熔体的水含量. 一般而言, 在弱分异的I、S型花岗岩中锆石都是早期结晶产物, 但是在碱性岩和高分异花岗岩中锆石的结晶伴随着整个岩浆冷却过程(Collins等, 1982; Breiter等, 2014). 在SiO₂ vs. Na₂O+K₂O图解上这四个样品均落在亚碱性区域(Jiang等, 2014; Ma等, 2019), 显然这四个样品不属于碱性岩. 四个样品的1000*Ga/Al落在正常I、S型花岗岩区域, 稀土元素配分图上呈现平滑曲线(Eu除外), 全岩Zr/Hf比值在32~37(Jiang等, 2014; Ma等, 2019), 这些特征说明它们不属于高分异花岗岩(Whalen等, 1987; Bau, 1996; 吴福元等, 2017). 因此我们认为锆石结晶于岩浆演化早期.

5.1.4 部分熔融程度

Hf和H₂O在岩浆活动中呈现不相容性(Sun和

McDonough, 1989; Hauri等, 2006), 故随着部分熔融的加深, 岩浆中的Hf和H₂O含量具有降低趋势. 锆石结晶于岩浆早期, 可以认为Hf含量记录了初始熔体Hf含量信息, 这类似于利用辉石Yb含量判断部分熔融程度(Hao等, 2012). 07TB18和09TB128均是冈底斯新生地壳部分熔融的产物, 源区未受到后期改造作用的影响, 故它们的源区组成大致相同. 07TB18的Hf含量平均值(8883ppm)比09TB128的Hf含量平均值(8401ppm)高, 可以认为前者部分熔融程度较低. 07TB18的锆石水含量均值、中值均略高于09TB128, 与部分熔融程度变化的规律一致. 07TB11源区为印度下地壳, 假设Hf含量与冈底斯新生地壳相当, 锆石较高的Hf含量说明部分熔融程度低于07TB18与09TB128, 但锆石水含量却显示07TB11水含量低, 所研究的样品锆石水含量差异与源区的部分熔融程度关系不大. 11SR02-1的源区是中上地壳, 故难与下地壳产物比较部分熔融程度, 但我们认为部分熔融程度的差异不是造成所研究样品间锆石水含量变化的主要原因.

5.1.5 电荷平衡

锆石含有U、Th、Hf、REE+Y以及P等多种微量元素, 其中U、Th、Hf通过替换锆石中相同价态的Zr离子进入锆石中, 保持电荷平衡. 不同价态的稀土离子如何进入锆石晶格并保持电荷平衡还存在一定的争议. 主流观点是磷铀矿置换机制, 也就是一个三价的REE或Y离子与一个五价P离子共同置换锆石中四价的Zr和Si离子(Finch等, 2001). 然而新的研究发现锆石的REE+Y与P的离子数比值很少为1:1, 不能保持电荷平衡(Hanchar等, 2001; De Hoog等, 2014; Yang W等, 2016; Zhu等, 2020). De Hoog等(2014)对一个形成于大洋中脊的辉长岩晶质锆石进行研究, 发现所有锆石的REE+Y离子数大于P离子数, 但是把锆石水含量换算成H离子数, 则REE+Y与H+P的比值正好为1:1. 作者据此认为晶质锆石的水是通过平衡多余的REE+Y电荷进入锆石晶格的, 也就是说对REE离子数大于P离子数的锆石而言, REE除了与P共同置换Zr或Si离子, 剩余的REE还与H离子共同置换Zr或者Si离子以达到电荷平衡. 然而本次研究四个样品锆石分析结果的(REE+Y)/(H+P)均小于1且比值分布范围较广(图6), 说明水进入锆石晶格并非完全受控于补偿相对于P过剩的稀土元素电荷机制. 崔泽贤(2020)对一些常见的锆石U-

Pb-Hf-O标样和宝石级锆石进行傅里叶变换红外光谱水含量测试, 发现它们的(REE+Y)/(H+P)同样小于1, 也说明水进入锆石晶格并非完全受控于补偿相对于P过剩的REE+Y电荷, 包括Al³⁺、Li⁺等多种元素均参与维持电荷平衡.

5.2 岩浆水含量差异的原因

排除了锆石蜕晶化、微量元素、原岩部分熔融程度和岩浆结晶分异不同的影响后, 我们认为锆石样品的水含量差异反映了岩浆水含量的差异. 造成岩浆水含量差异的原因主要有两方面: 源岩熔融方式和源区水含量差异.

5.2.1 源岩熔融方式(脱水熔融或加水熔融)

脱水熔融(dehydration melting)是指在一定温度压力下岩石自身含水矿物发生裂解反应导致岩石产生熔融. 加水熔融(water-fluxed melting)是指流体加入降低岩石熔点, 使其部分熔融形成熔体. 尽管有观点认为地壳熔融过程主要与脱水熔融有关, 因为地壳无法储存较多的自由流体(Yardley和Valley, 1997), 但近期有越来越多观点认为加水熔融也是形成地壳岩浆的一种重要方式(Weinberg和Hasalová, 2015). 地球物理资料显示, 包括青藏高原下地壳在内的俯冲带下地壳具有高的电导率, 说明地壳中的水可来自俯冲板片释放的流体(Li等, 2003; Bai等, 2010; Worzewski等, 2010; Evans等, 2014). 脱水熔融所需水仅来自于含水矿物, 熔体的水不饱和; 加水熔融的水是否饱和则取决于加入流体的量(Weinberg和Hasalová, 2015). 两种不同方式熔融形成的岩浆化学组成也不相同. 脱水熔融的熔体具有更高的K/Na, 加水熔融正好相反(Douce和McCarthy, 1998). Inger和Harris(1993)发现白云母脱水熔融熔体倾向于有更高的Rb/Sr比值和更低的Sr、Ba含量, 并根据Sr、Ba与Rb/Sr的关系划分了脱水熔融和加水熔融的趋势(图8). 从图中可以看到, 无论是在Sr vs. Rb/Sr还是Ba vs. Rb/Sr图解, 晚泥盆纪正噶二云母花岗岩11SR02-1呈现出较好的白云母脱水熔融趋势(Ma等, 2019). 而渐新世石英二长岩07TB11、晚白垩世闪长岩07TB18和始新世花岗岩闪长岩09TB128都显示加水熔融的趋势(Jiang等, 2014)(图8). 我们认为锆石水含量记录了这一差异, 白云母脱水作用形成的二云母花岗岩岩浆水含量明显低于其余三个样品.

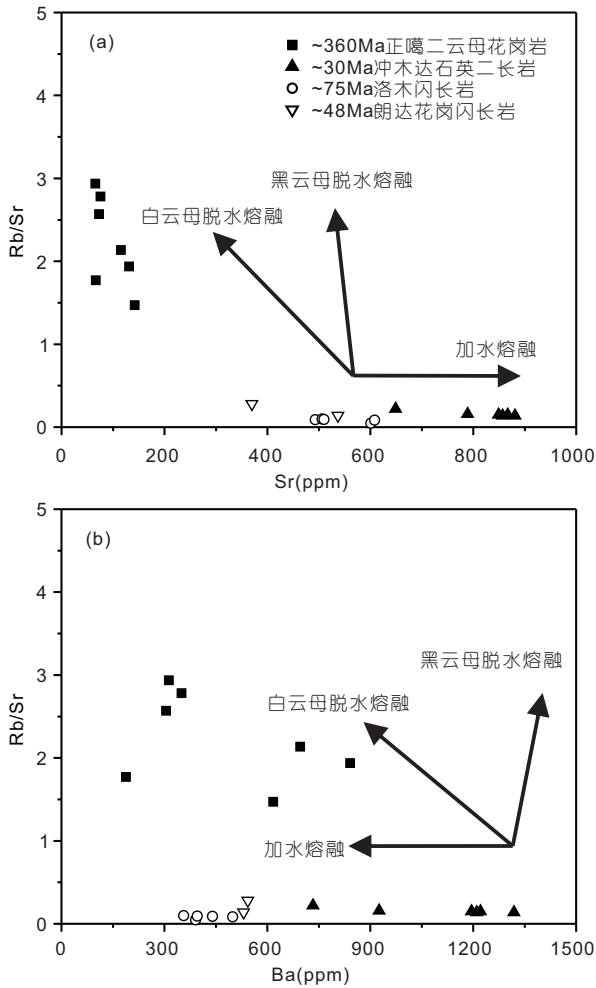


图8 Sr vs. Rb/Sr(a)和Ba vs. Rb/Sr(b)图解

全岩Rb、Sr、Ba含量数据来自Jiang等(2014)和Ma等(2019), 不同熔融方式演化趋势据 Inger和Harris(1993)

5.2.2 源区水含量与外来水加入量

除了熔融方式的差异外, 地壳源区水含量以及外来水的加入量差异也是影响岩浆水含量的一大因素。地球物理资料显示显生宙下地壳电导率普遍高于古老的、稳定的克拉通下地壳(Hyndman和Shearer, 1989), 电导率的差异可能与下地壳水含量差异相关, 较高的电导率反映了较高的水含量(Hyndman和Shearer, 1989; 杨晓志等, 2006)。水在岩浆作用过程中呈现不相容性, 随着部分熔融的进行, 水优先进入熔体相而导致源区变得相对贫水, 由此可以推断具有较长演化历史的古老地壳可能经历多种后期地质过程如热烘烤、部分熔融以及变质等导致水被移出丢失而含有较少的

水。对地幔橄榄岩的研究发现, 新生岩石圈地幔水含量高于古老岩石圈地幔(Hao等, 2012; Xu等, 2019), 支持上述推断。此外, 在拉萨地块南部地区发现有晚白垩世辉长岩和角闪石岩, 主要含水矿物角闪石的量大于20vol.%, 最高可达70vol.%(Ma等, 2013a, 2013b), 可代表冈底斯新生地壳的组成; 代表印度下地壳的高喜马拉雅麻粒岩中角闪石和黑云母的量小于20vol.%(Zhang L等, 2018)。这也从侧面说明冈底斯新生地壳水含量较高。09TB128是陆陆俯冲背景下拉萨地块下地壳加水熔融产物, 加水熔融需要的水可能来自下地壳自身含水矿物如角闪石等的脱水作用。07TB11是俯冲印度陆壳熔融的产物, 加水熔融需要的水主要来自古老印度陆壳自身的脱水。对比样品09TB128和07TB11可以发现, 同为陆陆俯冲背景下的下地壳加水熔融产物, 前者锆石水含量明显高于后者, 结合两种地壳的含水矿物比例, 我们认为二者锆石水含量的差异反映了拉萨地块下地壳水含量高于印度地块下地壳。07TB18是冈底斯新生地壳熔融产物, 加水熔融需要的水主要来自俯冲洋壳释放的流体, 陆壳自身脱水作用也可能贡献了部分水, 外来水加入量明显高于07TB11。我们的锆石水分析结果表明07TB18样品的锆石水含量明显高于07TB11, 符合上述分析。

6 结论

离子探针水含量分析结果显示, 西藏拉萨地块古老地壳部分熔融形成的泥盆纪二云母花岗岩和渐新世石英二长岩的锆石水含量平均值均为251ppm, 低于冈底斯新生地壳部分熔融的闪长岩(448ppm)和花岗闪长岩(416ppm)。锆石氧同位素和微量元素结果表明, 锆石水含量差异并不是由锆石蜕晶化、温度压力差异、部分熔融程度和分离结晶引起的, 锆石水含量的差异反映的是岩浆水含量差异。结合地球物理和地球化学资料, 我们认为拉萨地块南部地区壳源岩浆水含量差异主要反映了熔融方式、源区水含量、外来水加入量的差异, 晚泥盆世下地壳发生升温减压脱水熔融, 熔体中的水含量低于晚中生代-新生代下地壳加水熔融形成的熔体。相应的, 含水量高的地壳熔融的熔体水含量高于含水量低的地壳。

致谢 我们衷心感谢三位匿名审稿人的宝贵意见。感谢

张彦强对样品靶进行前处理.

参考文献

- 崔泽贤. 2020. 锆石中水的含量测试、赋存机制及其地质应用. 硕士学位论文. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所. 1-119
- 胡宝群, 王方正, 孙占学, 刘成东, 白丽红. 2003. 岩石圈中的地压梯度. *地学前缘*, 10: 129-133
- 姜子琦, 王强, Wyman D A, 唐功建, 贾小辉, 杨岳衡, 喻亨祥. 2011. 西藏冈底斯南缘冲木达约30Ma埃达克质侵入岩的成因: 向北俯冲的印度陆壳的熔融? *地球化学*, 40: 126-146
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究. *中国科学: 地球科学*, 47: 745-765
- 杨贵才, 杨晓志, 郝艳涛, 夏群科. 2012a. 大陆下地壳和岩石圈地幔含水性的差异——山东莒南玄武岩中深源包体的初步观察. *岩石矿物学杂志*, 31: 691-700
- 杨贵才, 杨晓志, 夏群科. 2012b. 下地壳含水性的演化——来自不同时代麻粒岩中长石水含量的证据. *岩石矿物学杂志*, 31: 565-577
- 杨晓志, 夏群科, 于慧敏, 郝艳涛. 2006. 大陆下地壳高电导率的起源: 矿物中的结构水. *地球科学进展*, 21: 31-38
- Bai D, Unsworth M J, Meju M A, Ma X, Teng J, Kong X, Sun Y, Sun J, Wang L, Jiang C, Zhao C, Xiao P, Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, 3: 358-362
- Bau M. 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib Mineral Petrol*, 123: 323-333
- Bell D R, Rossman G R. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 255: 1391-1397
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 143: 602-622
- Breiter K, Lamarão C N, Borges R M K, Dall'Agnol R. 2014. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192-195: 208-225
- Burnham A D, Berry A J. 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochim Cosmochim Acta*, 95: 196-212
- Chakoumakos B C, Murakami T, Lumpkin G R, Ewing R C. 1987. Alpha-decay-induced fracturing in zircon: The transition from the crystalline to the metamict state. *Science*, 236: 1556-1559
- Chapman J B, Ducea M N, DeCelles P G, Profeta L. 2015. Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera. *Geology*, 43: 919-922
- Cherniak D J, Watson E B. 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem Geol*, 172: 5-24
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib Mineral Petrol*, 80: 189-200
- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Rev Mineral Geochem*, 53: 469-495
- De Hoog J C M, Lissenberg C J, Brooker R A, Hinton R, Trail D, Hellebrand E. 2014. Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon. *Geochim Cosmochim Acta*, 141: 472-486
- Demouchy S, Bolfan-Casanova N. 2016. Distribution and transport of hydrogen in the lithospheric mantle: A review. *Lithos*, 240-243: 402-425
- Dong X, Zhang Z, Liu F, He Z, Lin Y. 2014. Late Paleozoic intrusive rocks from the southeastern Lhasa terrane, Tibetan Plateau, and their Late Mesozoic metamorphism and tectonic implications. *Lithos*, 198-199: 249-262
- Douce A E P, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker B R, Liou J G, eds. *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Dordrecht: Springer. 27-55
- Evans R L, Wannamaker P E, McGary R S, Elsenbeck J. 2014. Electrical structure of the central Cascadia subduction zone: The EMSLAB Lincoln Line revisited. *Earth Planet Sci Lett*, 402: 265-274
- Ferry J M, Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib Mineral Petrol*, 154: 429-437
- Finch R J, Hanchar J M, Hoskin P W O, Burns P C. 2001. Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A single-crystal X-ray study of xenotime substitution. *Am Miner*, 86: 681-689
- Geisler T, Pidgeon R T, van Bronswijk W, Kurtz R. 2002. Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions. *Chem Geol*, 191: 141-154
- Hanchar J M, Finch R J, Hoskin P W O, Watson E B, Cherniak D J, Mariano A N. 2001. Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare earth element and phosphorus doping. *Am Miner*, 86: 667-680
- Hao Y, Xia Q, Liu S, Feng M, Zhang Y. 2012. Recognizing juvenile and relict lithospheric mantle beneath the North China Craton: Combined analysis of H₂O, major and trace elements and Sr-Nd isotope compositions of clinopyroxenes. *Lithos*, 149: 136-145
- Hauri E H, Gaetani G A, Green T H. 2006. Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H₂O-undersaturated conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 248: 715-734
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev Mineral Geochem*, 53: 1398

27–62

- Hyndman R D, Shearer P M. 1989. Water in the lower continental crust: Modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophys J Int*, 98: 343–365
- Inger S, Harris N. 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *J Petrol*, 34: 345–368
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X, Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chem Geol*, 262: 229–245
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Liu C Z. 2012. Identification of Early Carboniferous granitoids from Southern Tibet and implications for terrane assembly related to the paleo-tethyan evolution. *J Geol*, 120: 531–541
- Jiang Z Q, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Yang J H, Shi X B, Ma L, Tang G J, Gou G N, Jia X H, Guo H F. 2014. Transition from oceanic to continental lithosphere subduction in southern Tibet: Evidence from the Late Cretaceous-Early Oligocene (~91–30 Ma) intrusive rocks in the Chanang-Zedong area, southern Gangdese. *Lithos*, 196–197: 213–231
- Johnson E A. 2006. Water in nominally anhydrous crustal minerals: Speciation, concentration, and geologic significance. *Rev Mineral Geochem*, 62: 117–154
- Karato S. 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, 347: 272–273
- Li S, Unsworth M J, Booker J R, Wei W, Tan H, Jones A G. 2003. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 153: 289–304
- Li X H, Long W G, Li Q L, Liu Y, Zheng Y F, Yang Y H, Chamberlain K R, Wan D F, Guo C H, Wang X C, Tao H. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostand Geoanal Res*, 34: 117–134
- Luo Y, Ayers J C. 2009. Experimental measurements of zircon/melt trace-element partition coefficients. *Geochim Cosmochim Acta*, 73: 3656–3679
- Ma L, Kerr A C, Wang Q, Jiang Z Q, Tang G J, Yang J H, Xia X P, Hu W L, Yang Z Y, Sun P. 2019. Nature and evolution of crust in Southern Lhasa, Tibet: Transformation from microcontinent to juvenile terrane. *J Geophys Res Solid Earth*, 124: 6452–6474
- Ma L, Wang Q, Li Z X, Wyman D A, Jiang Z Q, Yang J H, Gou G N, Guo H F. 2013a. Early Late Cretaceous (ca. 93 Ma) norites and hornblendites in the Milin area, eastern Gangdese: Lithosphere-aesthenosphere interaction during slab roll-back and an insight into early Late Cretaceous (ca. 100–80 Ma) magmatic “flare-up” in southern Lhasa (Tibet). *Lithos*, 172–173: 17–30
- Ma L, Wang Q, Wyman D A, Jiang Z Q, Yang J H, Li Q L, Gou G N, Guo H F. 2013b. Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet: Petrological and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence from Zhengga diorite-gabbro. *Chem Geol*, 349–350: 54–70
- Manning C E. 2018. Fluids of the lower crust: Deep is different. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 46: 67–97
- Murakami T, Chakoumakos B C, Ewing R C, Lumpkin G R, Weber W J. 1991. Alpha-decay event damage in zircon. *Am Miner*, 76: 9–10, 1510–1532
- Németh B, Török K, Kovács I, Szabó C, Abart R, Dégi J, Mihály J, Németh C. 2015. Melting, fluid migration and fluid-rock interactions in the lower crust beneath the Bakony-Balaton Highland volcanic field: A silicate melt and fluid inclusion study. *Miner Petrol*, 109: 217–234
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Cliff J. 2013. Interaction of weathering solutions with oxygen and U-Pb isotopic systems of radiation-damaged zircon from an Archean granite, Darling Range Batholith, Western Australia. *Contrib Mineral Petrol*, 166: 511–523
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Roberts M P, Whitehouse M J, Bellucci J J. 2019. The accumulation of non-formula elements in zircons during weathering: Ancient zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Chem Geol*, 530: 119310
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Whitehouse M J. 2017. The effect of weathering on U-Th-Pb and oxygen isotope systems of ancient zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Geochim Cosmochim Acta*, 197: 142–166
- Rubatto D, Hermann J. 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chem Geol*, 241: 38–61
- Schmädicke E, Gose J, Reinhardt J, Will T M, Stalder R. 2015. Garnet in cratonic and non-cratonic mantle and lower crustal xenoliths from southern Africa: Composition, water incorporation and geodynamic constraints. *Precambrian Res*, 270: 285–299
- Seaman S J, Williams M L, Jercinovic M J, Koteas G C, Brown L B. 2013. Water in nominally anhydrous minerals: Implications for partial melting and strain localization in the lower crust. *Geology*, 41: 1051–1054
- Sun G, Li X P, Duan W, Chen S, Wang Z, Zhao L, Feng Q. 2018. Metamorphic characteristics and tectonic implications of the Kadui Blueschist in the Central Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet. *J Earth Sci*, 29: 1026–1039
- Sun S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 42: 313–345

- Trail D, Boehnke P, Savage P S, Liu M C, Miller M L, Bindeman I. 2018. Origin and significance of Si and O isotope heterogeneities in Phanerozoic, Archean, and Hadean zircon. *Proc Natl Acad Sci USA*, 115: 10287–10292
- Trail D, Mojzsis S J, Harrison T M, Schmitt A K, Watson E B, Young E D. 2007. Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare earth elements. *Geochem Geophys Geosyst*, 8: Q06014
- Ushikubo T, Kita N T, Cavosie A J, Wilde S A, Rudnick R L, Valley J W. 2008. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth Planet Sci Lett*, 272: 666–676
- Valley J W. 2003. Oxygen isotopes in Zircon. *Rev Mineral Geochem*, 53: 343–385
- Wang X L, Coble M A, Valley J W, Shu X J, Kitajima K, Spicuzza M J, Sun T. 2014. Influence of radiation damage on Late Jurassic zircon from southern China: Evidence from *in situ* measurements of oxygen isotopes, laser Raman, U-Pb ages, and trace elements. *Chem Geol*, 389: 122–136
- Watenphul A, Wunder B, Wirth R, Heinrich W. 2010. Ammonium-bearing clinopyroxene: A potential nitrogen reservoir in the Earth's mantle. *Chem Geol*, 270: 240–248
- Weinberg R F, Hasalová P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212–215: 158–188
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 95: 407–419
- Woodhead J A, Rossman G R, Silver L. 1991. The metamictization of zircon: Radiation dose-dependent structural characteristics. *Am Miner*, 76: 1–2
- Worzewski T, Jegen M, Kopp H, Brasse H, Taylor Castillo W. 2010. Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nat Geosci*, 4: 108–111
- Xia X P, Cui Z X, Li W, Zhang W F, Yang Q, Hui H, Lai C K. 2019. Zircon water content: Reference material development and simultaneous measurement of oxygen isotopes by SIMS. *J Anal At Spectrom*, 34: 1088–1097
- Xia X, Sun M, Zhao G, Wu F, Xu P, Zhang J, Luo Y. 2006. U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Wulashan khondalites: Constraints on the evolution of the Ordos Terrane, Western Block of the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 581–593
- Xu Q, Liu J, He H, Zhang Y. 2019. Nature and evolution of the lithospheric mantle revealed by water contents and He-Ar isotopes of peridotite xenoliths from Changbaishan and Longgang basalts in Northeast China. *Sci Bull*, 64: 1325–1335
- Yang W, Lin Y, Hao J, Zhang J, Hu S, Ni H. 2016. Phosphorus-controlled trace element distribution in zircon revealed by NanoSIMS. *Contrib Mineral Petrol*, 171: 28
- Yang X Z, Deloule E, Xia Q K, Fan Q C, Feng M. 2008. Water contrast between Precambrian and Phanerozoic continental lower crust in eastern China. *J Geophys Res*, 113: B08207
- Yang X, Keppler H, Li Y. 2016. Molecular hydrogen in mantle minerals. *Geochem Persp Lett*, 2: 160–168
- Yardley B W D, Valley J W. 1997. The petrologic case for a dry lower crust. *J Geophys Res*, 102: 12173–12185
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Zhang L, Ren Z Y, Xia X P, Yang Q, Hong L B, Wu D. 2019. *In situ* determination of trace elements in melt inclusions using laser ablation inductively coupled plasma sector field mass spectrometry. *Rapid Commun Mass Spectrom*, 33: 361–370
- Zhang L, Ye Y, Qin S, Jin Z. 2018. Water in the thickened lower crust of the Eastern Himalayan Orogen. *J Earth Sci*, 29: 1040–1048
- Zhang P P. 2015. Hydrogen diffusion in NAMs: Andradite garnet and zircon. Doctoral Dissertation. Hefei: University of Science and Technology of China
- Zhang W, Xia X, Zhang Y, Peng T, Yang Q. 2018. A novel sample preparation method for ultra-high vacuum (UHV) secondary ion mass spectrometry (SIMS) analysis. *J Anal At Spectrom*, 33: 1559–1563
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Dilek Y, Hou Z Q, Mo X X. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 23: 1429–1454
- Zhu Z, Campbell I H, Allen C M, Burnham A D. 2020. S-type granites: Their origin and distribution through time as determined from detrital zircons. *Earth Planet Sci Lett*, 536: 116140

(责任编辑: 郑永飞)