科学通报 2021 年 第 66 卷 第 35 期: 4574 ~ 4591
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

喜马拉雅夏如渐新世淡色花岗岩铌钽钨成矿作用

谢磊[1*], 王汝成[1], 田恩农[1], 刘志超[2], 吴福元[3], 刘小驰[3], 程飞越[1], 胡欢[1], 车旭东[1], 刘晨[1]

1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210023;
2. 中山大学地球科学与工程学院, 广州 510275;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
* 联系人, E-mail: xielei@nju.edu.cn

2021-06-07 收稿, 2021-08-27 修回, 2021-08-30 接受, 2021-09-01 网络版发表
第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0802)、国家自然科学基金(91855209)、关键地球物质循环前沿科学中心科研基金(DLTD2104)和中央高校基本科研业务费专项(020614380099)资助

摘要 北喜马拉雅带中段的夏如穹窿核部主要由中高级变沉积岩和花岗片麻岩组成, 含电气石-石榴石淡色花岗岩和Be-Nb-Ta伟晶岩(Nb_2O_5+Ta_2O_5最高品位为0.014wt%)侵入其中, 局部发现Nb-Ta-W矿化的淡色花岗岩和伟晶岩. 本研究以这些淡色花岗岩/伟晶岩及其围岩花岗片麻岩为研究对象, 利用全岩地球化学特征、Nb-Ta-W氧化物矿物的结构和成分以及铌铁矿族矿物、锆石和独居石U-(Th-)Pb同位素年代学, 总结了夏如富Nb-Ta-W淡色花岗岩的成岩成矿特征. 夏如富Nb-Ta-W淡色花岗岩是典型的过铝质花岗岩, 富硅、富碱, 同时微量元素B、Nb、Ta和W含量高, 分别为780×10^{-6}、58×10^{-6}、17×10^{-6}和67×10^{-6}. 这些元素主要赋存在电气石、铌铁矿族矿物、钨铌铁矿、骑田岭矿和黑钨矿中. 锆石及独居石U-Th-Pb同位素定年结果(ca.530~387、ca.44、ca.36~35 Ma)显示了夏如地区存在多期次岩浆活动, 铌铁矿族矿物定年结果显示Nb-Ta成矿作用仅发生在ca.34~33 Ma. 花岗质岩浆发生了高度分异结晶过程, Nb-Ta元素富集形成了铌铁矿, 它与岩浆晚期富Ca-W-F流体发生交代作用, 形成了骑田岭矿、黑钨矿、白钨矿、细晶石等矿物组合. 花岗质片麻岩局部富W, 可能也受到了富Nb-Ta-W淡色花岗岩相关的富W流体的影响. 喜马拉雅夏如穹窿的Nb-Ta-W成矿作用研究结果丰富了喜马拉雅淡色花岗岩相关稀有金属成矿作用的认识, 喜马拉雅淡色花岗岩至少存在两种不同类型的钨成矿作用: 矽卡岩型和花岗岩型, 为在喜马拉雅找寻相似的成矿类型提供了理论依据.

关键词 铌钽钨成矿作用, 岩浆-热液过程, 铌铁矿U-Pb年龄, 夏如, 北喜马拉雅

喜马拉雅造山带中发育有大量的新生代淡色花岗岩, 东西向展布延伸达2000 km[1,2]. 这些花岗岩中铁镁质矿物大都小于5%, 根据矿物组成, 主要包括二云母花岗岩、白云母花岗岩(含电气石和石榴子石)、钠长石花岗岩和相关的花岗伟晶岩(含细晶岩)[3,4]. 野外地质现象、全岩地球化学、同位素组成等特征, 都表明这些花岗岩大都经历了较高程度的分异作用[3]. 近几年的研究显示, 喜马拉雅淡色花岗岩带中的多个岩体与典型高分异稀有金属花岗岩相似[5~9], 属于过铝质花岗岩, 具有多样的稀有金属矿物. 如, Li-(锂辉石、透锂长石、铁锂云母)、Be-(绿柱石)、Nb-Ta-(铌铁矿族矿物、重钽铁矿、烧绿石-细晶石、铌铁金红石、褐钇铌矿等)、Sn-(锡石)稀有金属矿化作用相继被发现[10~14], 且主要与钠长石花岗岩和伟晶岩(含细晶岩)相关.

越来越多的研究工作对喜马拉雅淡色花岗岩带中

引用格式: 谢磊, 王汝成, 田恩农, 等. 喜马拉雅夏如渐新世淡色花岗岩铌钽钨成矿作用. 科学通报, 2021, 66: 4574–4591
Xie L, Wang R C, Tian E N, et al. Oligocene Nb-Ta-W-mineralization related to the Xiaru leucogranite in the Himalayan Orogen (in Chinese). Chin Sci Bull, 2021, 66: 4574–4591, doi: 10.1360/TB-2021-0546

© 2021《中国科学》杂志社

具有稀有金属成矿作用的典型岩体进行解剖，取得了新的认识，尤其是成岩成矿作用发生的时间、成岩成矿过程，以及成岩与成矿作用之间的关系等. 如东部的错那洞岩体，不仅在伟晶岩中发现Be-Nb-Ta成矿作用，在花岗岩邻近的矽卡岩中，还发现了大规模的W-Sn矿化[12,15]，分别与花岗岩体系的岩浆-热液不同阶段有关，且受控于花岗岩的演化程度[14]. 珠穆朗玛峰(简称珠峰)地区普士拉岩体已确认是重要的Li成矿区，Li成矿作用从岩浆阶段一直延续至热液阶段[13]. 这些稀有金属成岩和成矿作用时代体现出多阶段性，但主要集中在25~12 Ma.

夏如穹窿位于北喜马拉雅淡色花岗岩的中段，其核部的花岗岩主体为花岗片麻岩和侵入其中的渐新世淡色花岗岩[16,17]. 夏如花岗伟晶岩与Be-Nb-Ta成矿作用相关，发育大量绿柱石和铌铁矿[3]. 本次工作在前人研究的基础上，发现夏如淡色花岗岩局部发育有Nb-Ta-W矿化，存在大量含W矿物. 这与已发现的喜马拉雅淡色花岗岩W成矿作用是否具有相同的特征，与花岗岩岩浆-热液体系的相关性如何，稀有金属成矿时代是否也具有多期次性，这些问题都亟待解决. 本次以淡色花岗岩/伟晶岩及其花岗片麻岩围岩为对象，研究了岩相学和矿物学特征，精细分析成岩和成矿过程. 利用不同矿物的U-(Th-)Pb同位素年龄确定成岩和成矿作用时代，并将夏如淡色花岗岩与区域典型富Nb-Ta-W成矿花岗岩进行了对比，揭示夏如淡色花岗岩成矿特征. 为建立喜马拉雅淡色花岗岩带的稀有金属成矿的模式提供更多参考信息.

1 地质背景和岩相学特征

夏如穹隆位于北喜马拉雅带的中西部地区(图1(a))，位于印度河-雅鲁藏布江缝合带以南约30 km. 穹窿核部主要由中高级变沉积岩和花岗片麻岩组成，变沉积岩具有明显的“巴罗式”变质分带特征，变质作用级别由内向外逐渐降低. 穹窿外部为低到未变质的特提斯喜马拉雅沉积岩，多为泥质板岩和千枚岩，及少量粉砂岩和砂岩. 渐新世含电气石-石榴石淡色花岗岩侵入到穹窿核部的花岗片麻岩和变沉积岩中[16,17](图1(b)). 常见密集分布的伟晶岩脉贯穿淡色花岗岩(图1(c))，或切穿花岗片麻岩，脉宽从几cm到25 cm不等，未见明显分带(图1(d))，伟晶岩中常见自形柱状的绿柱石晶体[3].

喜马拉雅淡色花岗岩带中另两个与稀有金属成矿相关的重要地区分别是东部的错那洞地区和中西部的珠峰地区. 错那洞岩体是一个片麻岩穹窿[15]，核部是正片麻岩和淡色花岗岩，周围是强变形的古生代片岩，表层又覆盖了侏罗纪的变质沉积岩. 错那洞淡色花岗岩主要包括二云母花岗岩和白云母花岗岩，含绿柱石的花岗伟晶岩脉(包括岩脉边缘的细晶岩)宽几厘米到几米，侵入到淡色花岗岩中[14]. 含Be-W-Sn多金属矿体的矽卡岩和蚀变岩赋存在强变形的片岩中，主要分布在穹窿的北部和东部. 珠峰地区普士拉淡色花岗岩体位于珠峰西北方44 km处，主要包括二云母花岗岩、白云母花岗岩和钠长石花岗岩. 大量锂辉石(+透锂长石)伟晶岩以脉体形式侵入到岩体顶部花岗岩和周围的高喜马拉雅变质岩系中[13].

本次主要研究对象为夏如富Nb-Ta-W含电气石-石榴石淡色花岗岩(19XZ122，下简称富Nb-Ta-W花岗岩). 该岩石类型仅在岩体中零星出露，主要造岩矿物有石英(~30%)、钠长石(~40%)、钾长石(~20%)、白云母(~5%)和电气石(~3%)；穿插其中的伟晶岩(19XZ123)的矿物组成为石英(~30%)、钠长石(~35%)、钾长石(~28%)、白云母(~2%)和电气石(~3%)；副矿物主要有磷灰石、锆石、独居石和萤石等(图2). 本次研究还选取了紧邻和远离富Nb-Ta-W花岗岩的花岗片麻岩样品，样品编号分别为19XZ121和20XZ28. 同时，还选择了未见矿化特征的夏如淡色花岗岩(20XZ17)进行全岩地球化学的对比研究，它的主要矿物组成为石英、钾长石、钠长石、白云母、电气石和石榴石等.

2 分析方法

全岩主量元素分析在核工业二三〇研究所分析测试中心完成，采用湿化学分析方法，F利用离子活度计测定，其他元素使用X射线荧光光谱仪测定，具体分析步骤参见国家标准GB/T 14506-2010和DZG93-05，所有主量元素分析结果的相对偏差优于5%. 全岩微量元素(包括稀土元素)分析在聚谱检测科技有限公司(南京)使用ICP-MS完成，仪器型号为Agilent 7700X，分析方法参见Qi等人[18]的研究，使用标样USGS的BHVO-2、AGV-2和W-2，以及GeoPT9的OU-6用于校准，微量元素的分析精度优于10%.

本次研究样品BSE图像的拍摄和矿物主量元素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成. 拍摄BSE图像所用仪器为Zeiss Supra 55场发射扫描电子显微镜和JEOL JXA-8230电子探针. 矿物主量元素使用电子探针(JEOL JXA-8230)进行测定，工作

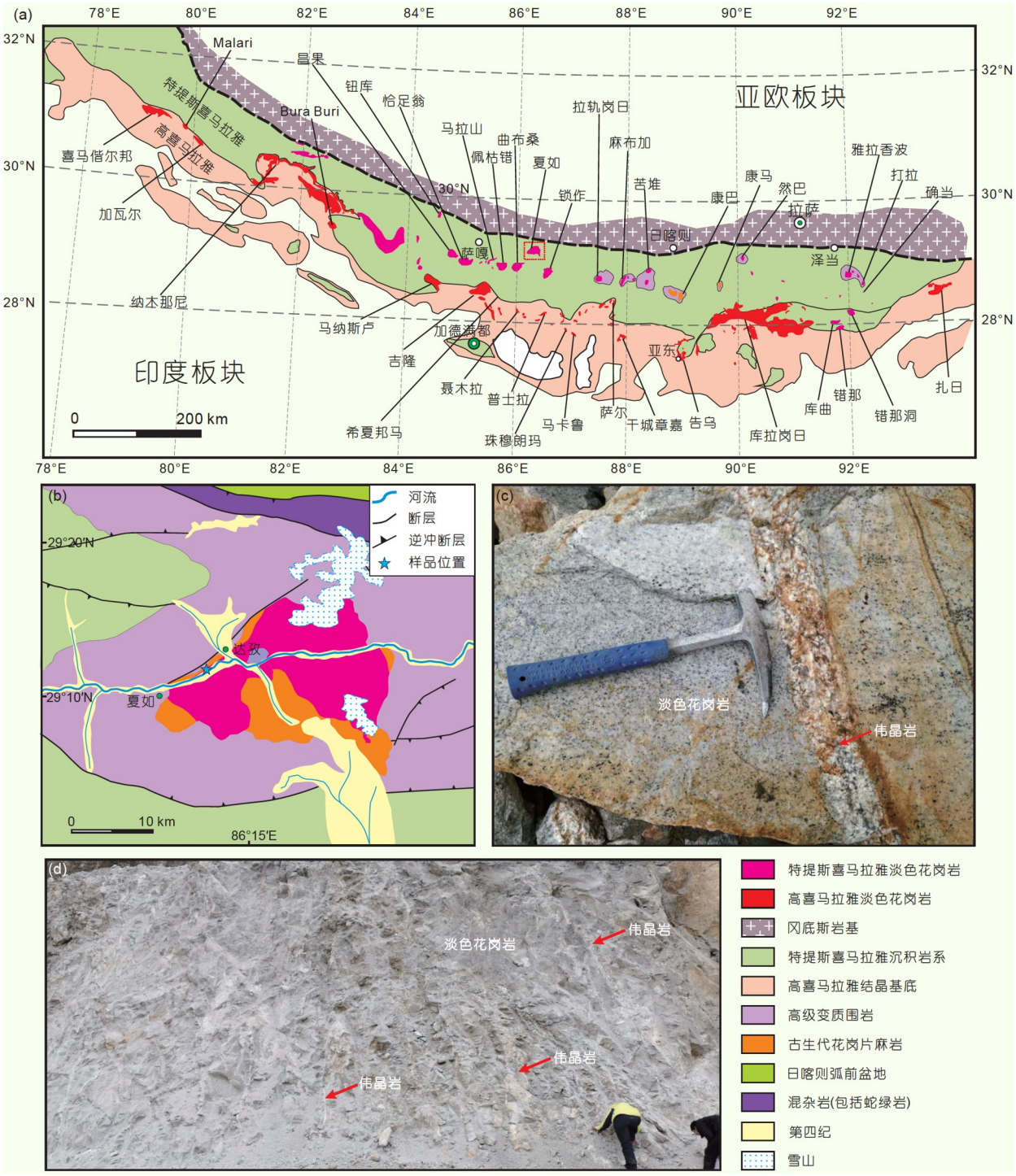


图 1 研究区地质简图和野外照片. 喜马拉雅淡色花岗岩(a)和夏如穹窿地质简图(b)[4,16]; (c) 富Nb-Ta-W花岗岩和伟晶岩野外露头照片; (d) 大量富Be-Nb-Ta伟晶岩细脉穿插在花岗岩中

Figure 1 Simplified geological maps and the field photographs of the studied district. Simplified geological maps of the distribution of Himalayan leucogranites (a) and the Xiaru dome (b)[4,16]; (c) field photographs of the Nb-Ta-W-bearing leucogranite and pegmatite; (d) abundant Be-Nb-Ta-bearing pegmatite dikes in the leucogranite

条件为: 加速电压15 kV、束流20 nA、束斑直径1 μm. 分析矿物包括铌铁矿族矿物和骑田岭矿(主要组成元素为Nb、Ta、Mn、Fe, 次要组成元素为W、Ti、Sn、Sc)、黑钨矿(主要组成元素为W、Mn、Fe, 次要组成

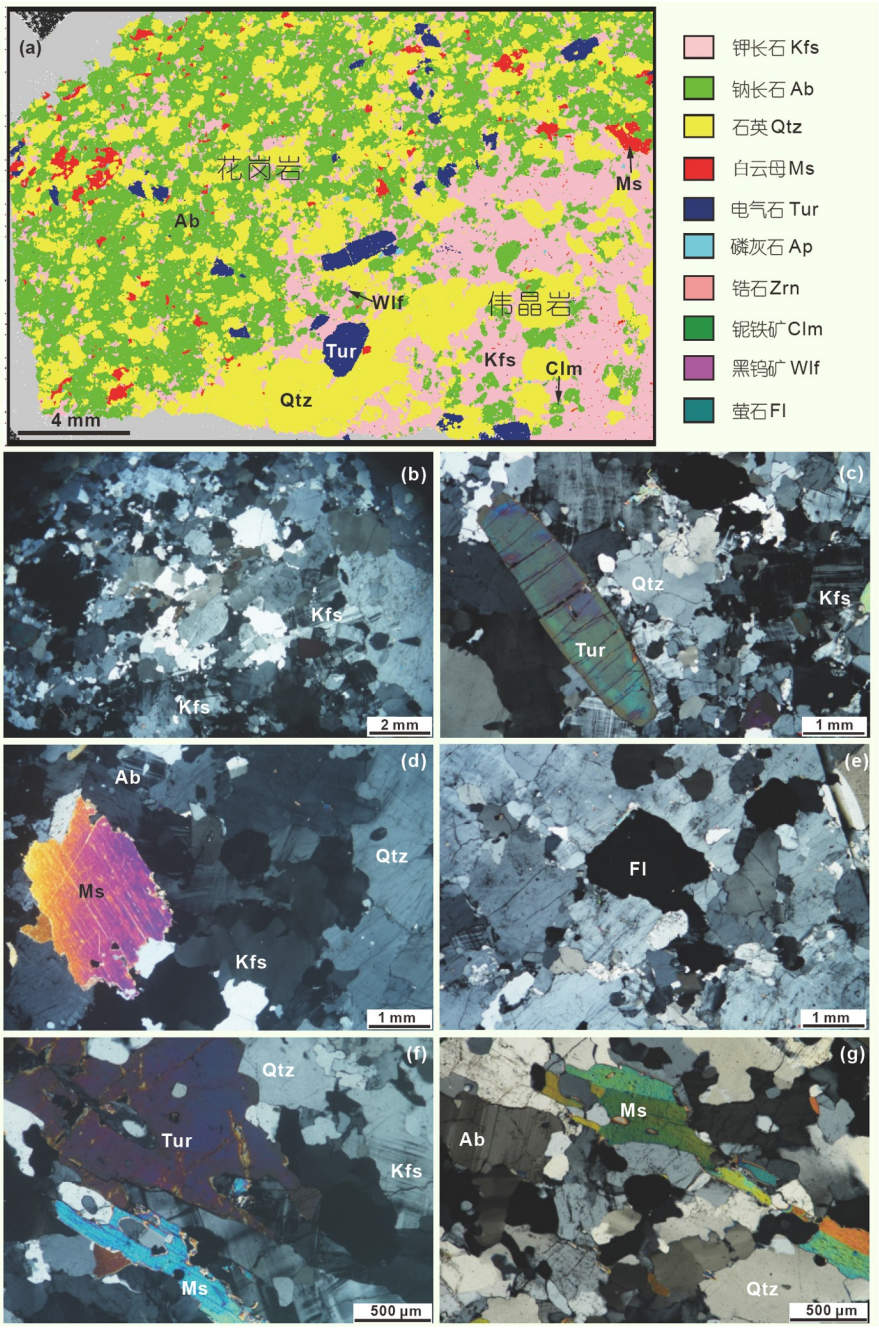


图 2 夏如富Nb-Ta-W淡色花岗岩/伟晶岩岩相学特征. (a) 富Nb-Ta-W花岗岩和伟晶岩的矿物组成(右侧为矿物名称及缩写); (b)~(e) 富Nb-Ta-W花岗岩中包含石英、钠长石、钾长石、云母、电气石; (f)~(g) 伟晶岩的造岩矿物包括石英、钾长石、钠长石、白云母、电气石, 与淡色花岗岩相似

Figure 2 Photomicrographs of the Nb-Ta-W-bearing leucogranite/pegmatite of the Xiaru dome. (a) Mineral constituents in the Nb-Ta-W-bearing leucogranite and pegmatite (mineral abbreviations are listed on the right); (b)–(e) Nb-Ta-W-bearing leucogranite consists of quartz, albite, K-feldspar, muscovite and tourmaline; (f)–(g) the rock-forming minerals in the pegmatite include quartz, K-feldspar, albite, muscovite and tourmaline, i.e. they are similar to those of the leucogranite

元素为Nb、Ta、Ti、Sn、Sc)、金红石(主要组成元素为Ti, 次要组成元素为W、Nb、Ta、Sn、Sc、Mn、Fe). 主要组成元素的峰位时间为10 s, 次要组成元素峰位时间为20 s, 背景测定时间为峰位时间的一半. 分析标样为天然矿物金红石、铁橄榄石、角闪石和白钨矿、合成金属(Nb、Ta和Sc金属)和合成的化合物(SnO_2

和$MnTiO_3$), 数据由ZAF程序进行统一校正.

铌铁矿族矿物、锆石以及独居石原位LA-ICP-MS U(-Th)-Pb年代学测定工作均在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成. 实验中采用的仪器包括美国Thermo Fisher Scientific公司生产的iCap Q型的电感耦合等离子体质谱仪和澳大利亚Australian Scientific Instruments公司生产的RESOlution S-155型激光剥蚀系统. 测试过程采用单点分析方式, 样品经激光剥蚀过后形成气溶胶, 随后通过载气(由高纯度Ar气和He气组成的混合气体)输送进入ICP-MS中进行分析. 在每个样品点的分析过程中, 信号背景收集时间、样品信号收集时间和清洁时间分别为20、50和20 s. 最终获得的铌铁矿、锆石和独居石的数据均采用ICPMS-DataCal程序[19]进行离线处理, 相应的谐和图的绘制和加权平均年龄的计算均采用Isoplot V4.15软件完成[20]. 以下为此3种矿物分析条件的详细介绍.

在对铌铁矿族矿物的U-Pb定年测试时, 采用的激光束斑直径为43 μm, 频率为4 Hz, 能量密度约为6 J/cm^2. 在分析过程中, 待测元素的驻留时间分别设定为30 ms(^{207}Pb)、15 ms(^{204}Pb、^{206}Pb和^{208}Pb)、10 ms(^{232}Th和^{238}U)和6 ms(其他元素). 每测定完8个样品点, 随后依次分析两次铌铁矿标样Coltan 139(ID-TIMS年龄为506±2.3 Ma[21])、两次NIST SRM 610玻璃标样以及一次GSE-1G和一次BCR-2G玻璃标样. 其中铌铁矿Coltan 139作为外部标准用来进行U-Pb同位素分馏校正, NIST SRM 610用来校正微量元素的质量分馏. 详细分析方法和流程参见Che等人[21]的研究.

在锆石U-Pb同位素年龄的分析过程中, 采用的束斑直径、剥蚀频率和能量密度分别为30 μm、5 Hz和4.7 J/cm^2. 实验中测试的元素驻留时间分别设置为: ^{208}Pb和^{238}U为15 ms, ^{204}Pb和^{206}Pb为20 ms, ^{207}Pb和^{232}Th分别为30和10 ms. 标准锆石91500作为外部标准校正^{207}Pb/^{206}Pb、^{206}Pb/^{238}U、^{207}Pb/^{235}U(^{235}U=^{238}U/137.88)和^{208}Pb/^{232}Th等同位素比值, 标准锆石GJ-1则作为监控标准来监控数据质量.

在测定独居石的U-Pb同位素年龄时, 束斑直径为20 μm, 频率为3 Hz, 能量密度为3 J/cm^2. 测试中将^{204}Pb、^{232}Th和^{238}U的驻留时间设置为10 ms, ^{206}Pb、^{208}Pb的驻留时间设置为15 ms, ^{207}Pb的驻留时间设置为20 ms, 其他元素的驻留时间均设置为7 ms. 本次研究选用Tre-bilcock(TIMS年龄为272±2 Ma[22])和M4独居石分别作为外部标准样品和监控标准样品, 进行同位素分馏校正和数据质量的监控. 详细的分析步骤参见胡欢等人[23].

3 全岩地球化学特征

表1列出了淡色花岗岩、伟晶岩和围岩花岗片麻岩的全岩主、微量元素组成分析结果. 淡色花岗岩/伟晶岩主量元素主要具有以下特征: 富Si和Al, SiO_2和Al_2O_3含量分别大于72.2wt%和13.5wt%; 富碱低Ca, Na_2O+K_2O含量为8.4wt%~9.4wt%, CaO含量为0.5wt%~0.7wt%; MgO含量较低, 为0.06wt%~0.13wt%. 花岗片麻岩具有相对较高的CaO(0.84wt%~0.94wt%)和MgO含量(0.40wt%~0.47wt%). 研究的样品均显示过铝质特征(ACNK=1.06~1.26).

淡色花岗岩/伟晶岩中稀土元素含量变化较大, 未矿化淡色花岗岩样品的稀土总量为85×10^{-6}, Eu负异常明显(δEu = 0.22), 而富Nb-Ta-W淡色花岗岩/伟晶岩具有较低的稀土总量, 仅为10×10^{-6}和15×10^{-6}, 它们的稀土配分模式相似(球粒陨石标准化数据引自文献[25]), 具有更明显的Eu负异常(δEu = 0.12和0.17)、微弱的Nd负异常、明显的四分组效应. 花岗片麻岩的稀土总量为91×10^{-6}和223×10^{-6}, 具有Eu负异常, 但四分组效应不明显(图S1). 夏如富Nb-Ta-W花岗岩中稀有金属元素含量较高, 如Nb(58×10^{-6})、Ta(17×10^{-6})和W(67×10^{-6}), 远高于未矿化淡色花岗岩中Nb、Ta和W含量(25×10^{-6}、6.5×10^{-6}和18×10^{-6}), 紧邻富Nb-Ta-W花岗岩的花岗片麻岩样品中的Nb、Ta含量较低(16×10^{-6}和3.6×10^{-6}), 但W含量较高(49×10^{-6}), 另一远离矿化花岗岩的花岗片麻岩中的Nb、Ta和W含量略低, 分别为35×10^{-6}、6.4×10^{-6}和16×10^{-6}. 未矿化淡色花岗岩和富Nb-Ta-W花岗岩具有相似的Nb/Ta比值, 分别为3.8和3.4. 伟晶岩的Nb/Ta比值略高(6.6). 富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩的Rb/Sr比值(101和75)也远高于未矿化淡色花岗岩的Rb/Sr比值(26)和花岗片麻岩的Rb/Sr比值(11和16).

4 Nb-Ta-W氧化物的矿物学特征

夏如富Nb-Ta-W花岗岩以含有多样的Nb-Ta-W氧化物矿物为特征, 主要包括铌铁矿族矿物(化学通式为$(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$)、钨铌铁矿($(Nb,Ta,W,Fe,Mn,Ti,Sn)_4O_8$)、骑田岭矿($(Fe,Mn)_2(Nb,Ta)_2WO_{10}$)和黑钨矿($(Mn,Fe)WO_4$)(表2). 这些氧化物可以单颗粒在晶间出现, 颗粒大小约为20~300 μm, 也以矿物集合体的形式出现, 分

表 1 夏如淡色花岗岩/伟晶岩和花岗片麻岩全岩主量和微量成分(wt%)[a)]

Table 1 Major and trace element compositions of the Xiaru leucogranite/pegmatite and granitic gneiss (wt%)

	Nb-Ta-W 花岗岩 19XZ122	淡色花岗岩 20XZ17	淡色花岗岩[16] 平均(n=5)	淡色花岗岩[24] 平均(n=4)	伟晶岩 19XZ123	伟晶岩[16] 12FW09	花岗片麻岩 19XZ121	花岗片麻岩 20XZ28	花岗片麻岩[16] 平均(n=5)	古生代花岗岩[17] 平均(n=33)
SiO_2	75.53	72.22	73.53	74.40	72.87	73.40	75.22	71.25	73.54	74.77
TiO_2	0.04	0.10	0.03	0.16	0.04	0.01	0.23	0.22	0.31	0.15
Al_2O_3	13.52	15.46	14.56	13.59	15.43	15.01	12.36	15.11	13.40	13.34
Fe_2O_3	0.70	1.13	0.69	0.84	0.55	0.16	1.73	1.22	2.31	0.83
FeO	0.11	0.13	n.a.	0.58	0.14	n.a.	0.22	0.87	n.a.	0.70
MnO	0.02	0.05	0.05	0.05	0.02	0.09	0.06	0.08	0.09	0.05
MgO	0.06	0.13	0.14	0.29	0.07	0.03	0.47	0.40	0.46	0.31
CaO	0.48	0.69	0.80	0.83	0.49	0.35	0.94	0.84	0.99	0.76
Na_2O	4.63	3.53	3.51	2.81	4.26	3.44	2.45	3.65	2.71	2.85
K_2O	3.98	4.86	4.60	5.35	5.10	6.65	5.07	4.78	4.46	4.67
P_2O_5	0.24	0.22	0.07	0.17	0.26	0.03	0.15	0.23	0.14	0.16
H_2O^-	0.23	0.43	n.a.	n.a.	0.28	n.a.	0.30	0.38	n.a.	n.a.
LOI	0.46	0.96	0.52	0.86	0.39	0.48	0.76	0.75	0.86	0.72
总量	99.98	99.85	98.50	101.71	99.85	99.64	99.95	99.71	99.29	99.29
F	0.08	0.15	n.a.	n.a.	0.08	n.a.	0.11	0.24	n.a.	n.a.
Na_2O+K_2O	8.61	8.39	8.11	8.16	9.36	10.09	7.52	8.43	7.18	7.52
ACNK	1.06	1.26	1.19	1.12	1.15	1.11	1.10	1.19	1.21	1.20
Li($\times10^{-6}$)	31	155	55	n.a.	63	25	222	206	212	n.a.
Be	4.6	6.2	n.a.	10	6.5	n.a.	9.0	15	n.a.	8.8
B	780	313	n.a.	497	229	n.a.	323	156	n.a.	516
Sc	2.3	4.2	1.7	5.7	9.9	0.56	3.2	6.9	5.9	4.8
Ti	220	607	220	n.a.	258	37	1273	1410	1999	n.a.
V	0.31	4.7	1.06	7.3	0.42	0.24	13	12	21	8.3
Cr	0.60	5.2	n.a.	4.0	7.6	n.a.	8.7	10.9	n.a.	5.9
Mn	124	336	n.a.	n.a.	146	n.a.	436	643	n.a.	n.a.
Co	0.19	0.94	0.39	1.7	0.39	0.08	2.6	2.7	3.3	2.4
Ni	0.23	2.7	n.a.	3.3	3.4	n.a.	4.2	5.2	n.a.	3.6
Cu	0.38	9.2	n.a.	2.1	0.85	n.a.	7.5	4.2	n.a.	5.6
Zn	12	22	n.a.	26	19	n.a.	26	46	n.a.	27
Ga	17	20	21	19	26	26	15	22	20	19
As	0.2	31	n.a.	n.a.	1.0	n.a.	3.0	1.92	n.a.	n.a.
Se	0.1	0.67	n.a.	n.a.	0.3	n.a.	0.6	1.30	n.a.	n.a.
Rb	543	753	469	655	758	995	513	812	609	554
Sr	5.4	29	44	49	10	14	48	51	58	43
Y	4.4	36	22	43	8.0	7.0	33	87	44	28
Zr	20	76	17	83	6.7	6.1	90	146	50	66
Nb	58	25	15	24	39	51	16	32	23	22
Mo	0.10	3.9	n.a.	0.16	0.5	n.a.	0.81	1.2	n.a.	0.28
Sn	9.1	22	n.a.	23	24	n.a.	32	16	n.a.	19
Cs	30	33	32	62	41	42	50	122	146	51
Ba	4.4	85	60	124	15	9.3	108	90	137	86
Hf	1.5	2.8	0.86	3.3	0.3	0.49	3.1	4.9	1.80	2.8

(续表1)

	Nb-Ta-W花岗岩 19XZ122	淡色花岗岩 20XZ17	淡色花岗岩[16] 平均(n=5)	淡色花岗岩[24] 平均(n=4)	伟晶岩 19XZ123	伟晶岩[16] 12FW09	花岗片麻岩 19XZ121	花岗片麻岩 20XZ28	花岗片麻岩[16] 平均(n=5)	古生代花岗岩[17] 平均(n=33)
Ta	17	6.5	5.45	6.3	6.0	10.26	3.6	6.4	4.03	5.8
W	67	18	n.a.	21	15	n.a.	49	16	n.a.	15
Pb	19	31	50	21	26	45	23	28	19	28
Th	4.3	19	5.6	22	1.9	1.8	22	41	27	15
U	2.1	6.0	4.7	7.2	2.0	1.5	7.9	9.0	5.6	5.6
La	1.2	15	8.0	17	1.9	1.6	16	39	22	12
Ce	3.6	31	16	36	5.0	2.8	32	83	47	26
Pr	0.4	3.41	1.8	4.3	0.6	0.3	4	9.6	5.2	3.0
Nd	1.1	12	6.7	17	2.1	1.0	14	34	20	11
Sm	0.56	3.37	2.1	4.1	1.03	0.4	3.6	8.4	4.5	3.0
Eu	0.02	0.25	0.33	0.3	0.06	0.0	0.36	0.49	0.44	0.2
Gd	0.54	3.56	2.19	4.6	1.02	0.5	3.7	8.4	4.18	3.1
Tb	0.14	0.80	0.50	0.9	0.26	0.2	0.76	1.8	0.90	0.7
Dy	0.92	5.74	3.26	7.0	1.48	1.0	5.5	13	6.23	4.8
Ho	0.15	1.19	0.71	1.4	0.22	0.2	1.2	2.8	1.51	1.0
Er	0.43	3.54	2.1	4.5	0.55	0.5	3.6	8.4	4.9	3.1
Tm	0.10	0.64	0.39	0.8	0.10	0.1	0.63	1.5	0.90	0.5
Yb	0.88	4.47	2.9	5.6	0.65	0.7	4.4	9.7	6.5	3.8
Lu	0.12	0.63	0.42	0.8	0.08	0.1	0.63	1.3	0.96	0.5
ΣREE	10.16	85.17	47.71	103.34	15.13	9.35	90.66	222.52	124.43	73.17
δEu	0.12	0.22	0.37	0.20	0.17	0.26	0.30	0.18	0.35	0.26

a) n.a.: 未测

布于造岩矿物晶间, 这些集合体大小约为100~300 μm, 集合体中不同矿物种的含量略有差异(图3). BSE图像显示铌铁矿族矿物具有微弱的环带, 有成分差异(图3(a), (b)), 局部可以达到钨铌铁矿的成分. 骑田岭矿与黑钨矿可以在铌铁矿族矿物边部生长(图3(a)), 也见以棋盘状与铌铁矿族矿物交生(图3(c)), 铌铁矿族矿物与骑田岭矿甚至被包裹在黑钨矿大颗粒中(图3(d)), 铌铁矿族矿物边界呈残留不平直港湾状. 偶见单颗粒黑钨矿具有成分不均一的分带特征. 集合体中还出现细晶石和白钨矿. 白钨矿也在铌铁矿族矿物的边部偶见(图3(e), (f)). 金红石也是Nb-Ta赋存的氧化物, 包裹铌铁矿族矿物(图3(g)).

4.1 铌铁矿族矿物

铌铁矿族矿物是夏如富Nb-Ta-W花岗岩中最主要的Nb-Ta赋存矿物, 多具有微弱的成分环带, 核部和边部的Nb和Ta的成分略有变化. Nb_2O_5(43wt%~74.5wt%)含量大于Ta_2O_5含量(3.6wt%~38.7wt%), $Ta^{\#}$[Ta/(Nb+Ta)]变化范围为0.03~0.36, 平均值为0.11. 不同分带的FeO和MnO含量变化不大, FeO和MnO含量的平均值分别为~13.5wt%和~6.2wt%, 对应的$Mn^{\#}$[Mn/(Fe+Mn)]=0.19~0.64. 大部分颗粒都落在铌铁矿成分范围内, 少量为铌锰矿(图4(a), (b), 表2). 铌铁矿族矿物中的W含量变化不大, WO_3含量介于0.23wt%~5.9wt%. 偶见钨铌铁矿包裹在铌铁矿族矿物中, 它们的WO_3含量可以达到19.7wt%. 除了W含量以外, 铌铁矿族矿物和钨铌铁矿的差异还在于(Nb+Ta)与(Fe+Mn)(apfu)的比值, 前者矿物中比值约为2:1, 而后者约为1:1(图4(c)).

4.2 骑田岭矿

骑田岭矿不仅是夏如Nb-Ta-W花岗岩中重要的Nb-Ta赋存矿物, 同时还包含了大量的W(WO_3最高达51.9wt%, 平均为35wt%), 在BSE图像下较铌铁矿族矿物更亮. 它的FeO+MnO含量为~21.8wt%, FeO含量大于MnO含量(图4(b)), $Mn^{\#}$约为0.3, 与共生的铌铁矿族矿物具有相近的$Mn^{\#}$和$Ta^{\#}$(0.09~0.20). 骑田岭矿的(Fe+Mn)、(Nb+Ta)和W(apfu)的比值接近2:2:1, 随着W含量增加, 在大于约40wt% WO_3时, (Nb+Ta):W接近于

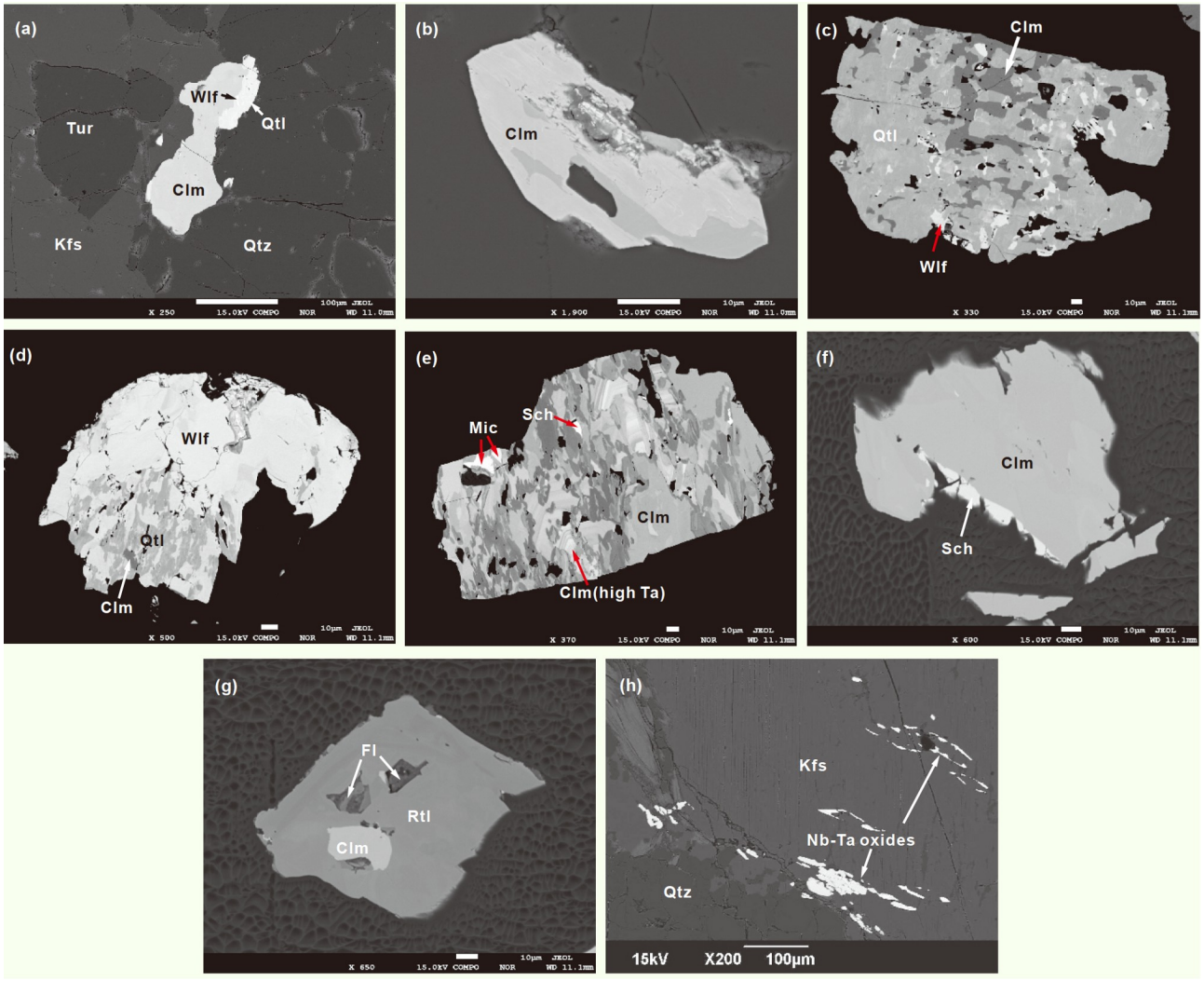


图 3 (网络版彩色)夏如(a)~(g)和佩枯错(h)淡色花岗岩/伟晶岩中富Nb-Ta-W矿物背散射电子(BSE)图像. (a) 富Nb-Ta-W花岗岩中晶间Nb-Ta-W氧化物集合体, 包括铌铁矿族矿物、骑田岭矿和黑钨矿; (b) 富Nb-Ta-W花岗岩中晶间半自形铌铁矿族矿物; (c), (d) 富Nb-Ta-W花岗岩中分选出的Nb-Ta-W氧化物集合体; (e) 铌铁矿族矿物受到交代作用, 产物包含细晶石和白钨矿; (f) 伟晶岩中铌铁矿族矿物边部有白钨矿生长; (g) 伟晶岩中金红石包裹铌铁矿族矿物; (h) 伟晶岩晶间产出的铌钽钨氧化物. 矿物名称缩写: Clm, 铌铁矿族矿物(含钨铌铁矿); Qtl, 骑田岭矿; Wlf, 黑钨矿; Rtl, 金红石; Sch, 白钨矿; Mic, 细晶石; Nb-Ta oxides, 铌钽氧化物, 包括铌铁矿族矿物、钨铌铁矿、骑田岭矿

Figure 3 (Color online) Backscattered electron (BSE) images of Nb-Ta-W-bearing minerals in the Xiaru (a)–(g) and Peikucuo (h) leucogranite/pegmatite. (a) Nb-Ta-W oxides mineral aggregates from the Nb-Ta-W-bearing granite, including columbite-group minerals, qitianlingite and wolframite in the intersitces of rock-forming minerals; (b) interstitial subheral columbite-group minerals from the Nb-Ta-W-bearing granites; (c), (d) the mineral aggregrates of Nb-Ta-W oxides from the Nb-Ta-W-bearing granites; (e) the secondary products of the metasomatism of the columbite-group minerals include microlite and scheelite; (f) the scheelite overgrew on the margin of columbite-group minerasl in the pegmatite; (g) the rutile contains columbite-group mineral inclusion in the pegmatite; (h) the interstitial Nb-Ta-W oxide minerals in the pegmatite. Mineral abbreviations: Clm, columbite group minerals (including wolframixiolite); Qtl, qitianlingite; Wlf, wolframite; Rtl, rutile; Sch, scheelite; Mic, microlite; Nb-Ta oxide minerals, including Clm and Qtl

1:1, (Fe+Mn)含量略增加(图4(c)), 可能出现$2W^{6+}$+Fe^{3+}→$3(Nb,Ta)^{5+}$的置换方式. 此外, 骑田岭矿还含有少量的SnO_2, 约为0.18wt%.

4.3 黑钨矿

黑钨矿中FeO大于MnO, 具有更多的钨铁矿的端元组分. 黑钨矿还含有较高的铌钽含量(图4(d)), Nb_2O_5和Ta_2O_5的最高含量分别为6.34wt%和1.87wt%(表2), 黑钨矿与铌铁矿族矿物和骑田岭矿具有相似的$Ta^{\#}$和$Mn^{\#}$. 黑钨矿颗粒局部有贫Nb-Ta的区域, Nb_2O_5大都低于1wt%, Ta_2O_5甚至低于检测限. Nb和Ta含量的差异使得黑钨矿成分被分两组. W与Nb+Ta具有负相关性, 且斜率为

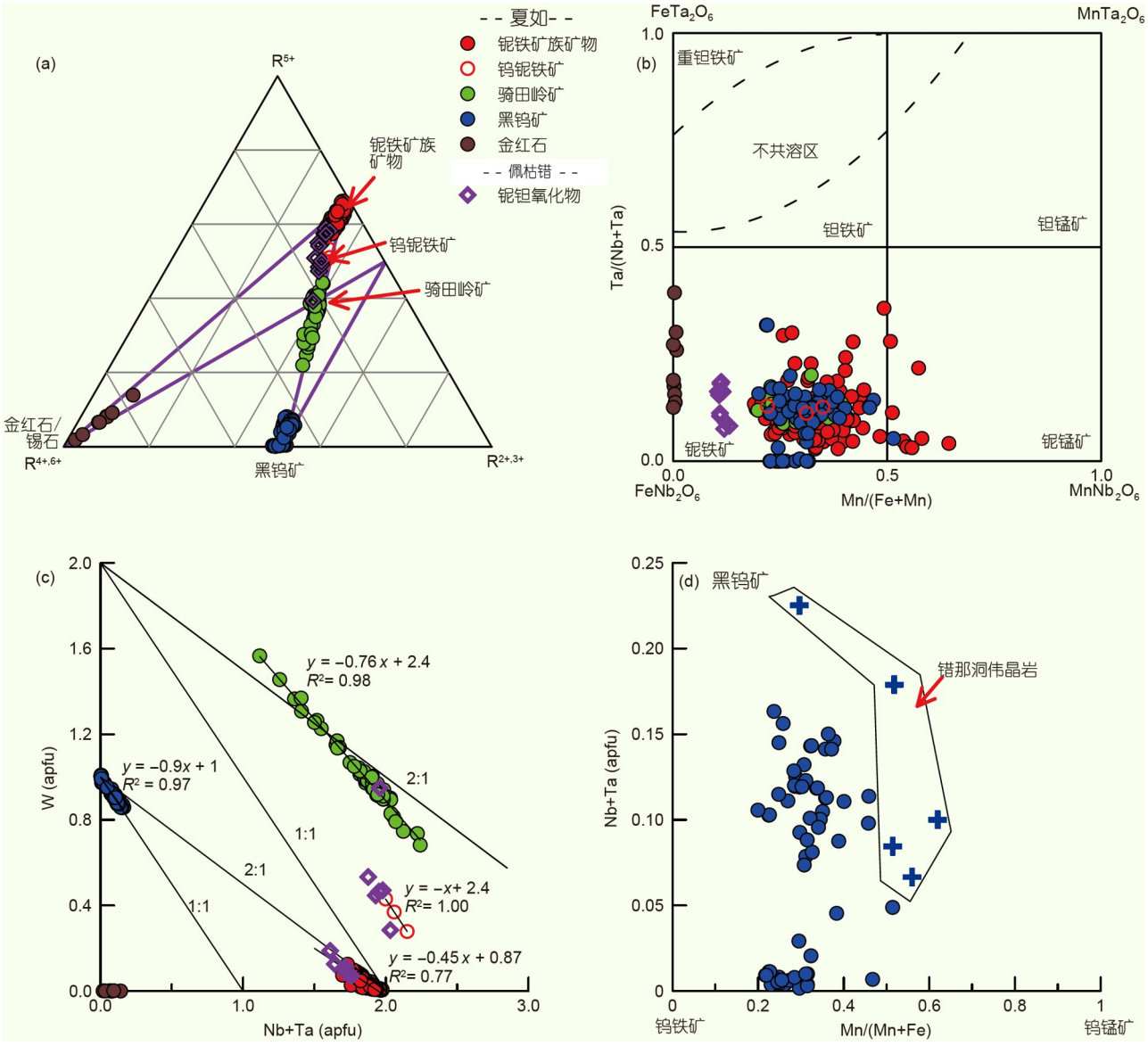


图 4 夏如和佩枯错富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩中氧化物的化学组成特征. (a) 氧化物成分三元图解; (b) 铌铁矿族矿物和重钽铁矿四方图解; (c) 铌铁矿族矿物和金红石的Nb+Ta vs. W图解; (d) 黑钨矿的Mn/(Mn+Fe)和Nb+Ta图解, 与错那洞伟晶岩中的富Nb-Ta黑钨矿进行对比

Figure 4 Compositions of oxide minerals from the Xiaru and Peikucuo Nb-Ta-W-bearing leucogranite/pegmatite. (a) The ternary diagram for the compositons of the oxide minerals; (b) the diagram for the compositions of the columbite-group minerals and tapiolite; (c) the Nb+Ta vs. W diagram of columbite-group mineals and rutile; (d) the Mn/(Mn+Fe) and Nb+Ta diagram of wolframite, also compared with the Nb-Ta-rich wolframite from the Cuonadong pegmatite

−0.9, 因此可能存在固溶体$Fe^{2+}WO_4$-$Fe^{3+}NbO_4$, 并出现如下的置换方式: $W^{6+}+Fe^{2+}\rightarrow Nb^{5+}+Fe^{3+}$.

4.4 金红石

金红石因Ti的位置被Nb、Ta和Fe等元素置换, TiO_2含量变化范围较大, 介于66wt%~95wt%; Nb和Ta (Nb_2O_5+Ta_2O_5)的含量最高可达23.7wt%, 且Nb含量大于Ta含量(表2); FeO含量(1.60wt%~7.17wt%)与(Nb_2O_5+Ta_2O_5)呈正相关性, 但MnO含量低(<0.05wt%), 因此$Mn^{\#}$极低(图4(b)). 金红石中还含有微量的W(WO_3<0.5wt%).

5 铌铁矿族矿物、锆石和独居石的U-(Th)-Pb定年

夏如富Nb-Ta-W花岗岩和伟晶岩中的铌铁矿族矿物、锆石和独居石U-(Th)-Pb的年龄分析结果分别列于

表 2　夏如富Nb-Ta-W淡色花岗岩/伟晶岩中氧化物化学成分(wt%)

Table 2　Chemical compositions of oxide minerals from the Xiaru Nb-Ta-W-bearing leucogranite/pegmatite (wt%)

	铌铁矿			钨铌铁矿			骑田岭矿			黑钨矿			金红石	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
WO_3	3.35	5.91	3.30	19.73	17.04	13.19	31.53	34.61	43.40	69.34	75.31	68.08	0.16	0.05
Nb_2O_5	59.32	62.32	59.27	45.92	47.43	51.82	35.92	30.17	27.23	5.01	0.50	4.65	3.64	14.96
Ta_2O_5	15.44	8.39	15.21	11.01	11.68	10.88	8.68	12.61	4.35	0.92	–[a)]	1.09	2.61	8.72
TiO_2	2.73	3.61	2.15	1.99	1.94	2.88	1.59	1.38	1.93	0.37	0.04	0.22	89.03	65.87
SnO_2	0.07	0.15	0.00	0.08	0.15	0.16	0.23	0.11	0.22	0.19	0.00	0.27	1.21	2.01
Sc_2O_3	0.48	0.31	0.31	0.27	0.38	0.30	0.29	0.13	0.34	0.11	0.00	0.20	0.00	0.05
MnO	5.36	5.19	3.62	6.99	4.50	6.29	6.89	6.78	5.43	6.56	5.51	7.35	0.02	0.05
FeO	13.21	13.86	15.69	13.20	16.19	14.13	13.93	14.45	15.95	16.45	18.97	17.16	2.41	7.17
总量	99.96	99.73	99.55	99.19	99.31	99.63	99.06	100.24	98.85	98.94	100.33	99.02	99.07	98.89
	以6O计算			以8O计算			以10O计算			以4O计算			以2O计算	
W^{6+}	0.052	0.089	0.051	0.430	0.369	0.278	0.894	0.999	1.265	0.894	0.979	0.879	0.001	0.000
Nb^{5+}	1.601	1.647	1.612	1.746	1.793	1.908	1.776	1.520	1.384	0.113	0.011	0.105	0.023	0.104
Ta^{5+}	0.251	0.133	0.249	0.252	0.266	0.241	0.258	0.382	0.133	0.012		0.015	0.010	0.037
Ti^{4+}	0.123	0.159	0.097	0.126	0.122	0.177	0.131	0.116	0.163	0.014	0.002	0.008	0.937	0.764
Sn^{4+}	0.002	0.004	0.000	0.003	0.005	0.005	0.010	0.005	0.010	0.004	0.000	0.005	0.007	0.012
Sc^{3+}	0.025	0.016	0.016	0.020	0.027	0.021	0.028	0.013	0.033	0.005	0.000	0.009	0.000	0.001
Mn^{2+}	0.271	0.257	0.184	0.498	0.319	0.434	0.638	0.640	0.517	0.277	0.234	0.310	0.000	0.001
Fe^{2+}	0.659	0.677	0.790	0.929	1.132	0.962	1.274	1.347	1.500	0.685	0.796	0.715	0.028	0.093
总和	2.983	2.981	3.000	4.004	4.033	4.027	5.008	5.021	5.005	2.003	2.023	2.045	1.006	1.011
Nb+Ta	1.851	1.780	1.861	1.998	2.058	2.149	2.034	1.902	1.517	0.125	0.011	0.119	0.033	0.141
Fe+Mn	0.930	0.934	0.974	1.427	1.451	1.396	1.912	1.986	2.017	0.961	1.030	1.025	0.028	0.093
Mn/(Mn+Fe)	0.29	0.27	0.19	0.35	0.22	0.31	0.33	0.32	0.26	0.29	0.23	0.30	0.01	0.01
Ta/(Nb+Ta)	0.14	0.07	0.13	0.13	0.13	0.11	0.13	0.20	0.09	0.10	0.00	0.12	0.30	0.26

a) “–”表示低于检测限

表S1~S3.

研究选取粒度较大(>43 μm)且不含包裹体的38颗铌铁矿族矿物颗粒进行U-Pb定年工作. 两个样品所给出的$^{206}Pb/^{238}U$年龄范围分别为33.8~32.5和35.9~31.9 Ma, 加权平均年龄分别为33.3±0.2 Ma(2σ, n=18, MSWD=0.97)和33.7±0.5 Ma(2σ, n=20, MSWD=4.4)(表S1; 图5(a), (b)).

样品中锆石具有较高的U含量(805×10^{-6}~14735×10^{-6}), 阴极发光(CL)图像环带不清晰. 花岗岩样品19XZ122中的15个锆石颗粒的U-Pb同位素分析结果显示, 两个最年轻的数据点给出了较为一致的年龄结果, 为35.4±0.6 Ma(2σ)和35.1±0.6 Ma(2σ)(表S2; 图5(c)), 其余13个分析点的年龄介于530~387 Ma之间, 显示了继承锆石成分. 伟晶岩样品19XZ123中锆石的数据点结果均位于或靠近谐和线, 其$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为35.1±0.3 Ma(2σ, MSWD=0.47)(表S2; 图5(d)).

选取伟晶岩样品19XZ123中的自形、边界平直的独居石颗粒进行了U-Th-Pb同位素分析. 除去一个最年轻数据点给出晚渐新世的$^{208}Pb/^{232}Th$表观年龄(23.2±0.2 Ma)外, 其他数据点的$^{208}Pb/^{232}Th$年龄分布于45.2~35.0之间, 并分成两组, 峰值年龄分别为~44.0和~36.0 Ma (表S3, 图5(e), (f)). 这些年轻的独居石与较老的独居石相比具有相同的轻稀土含量、较高的中稀土含量(除Eu)和较低的重稀土含量, 更明显的Eu负异常, 以及较高的U和Y含量(图S2).

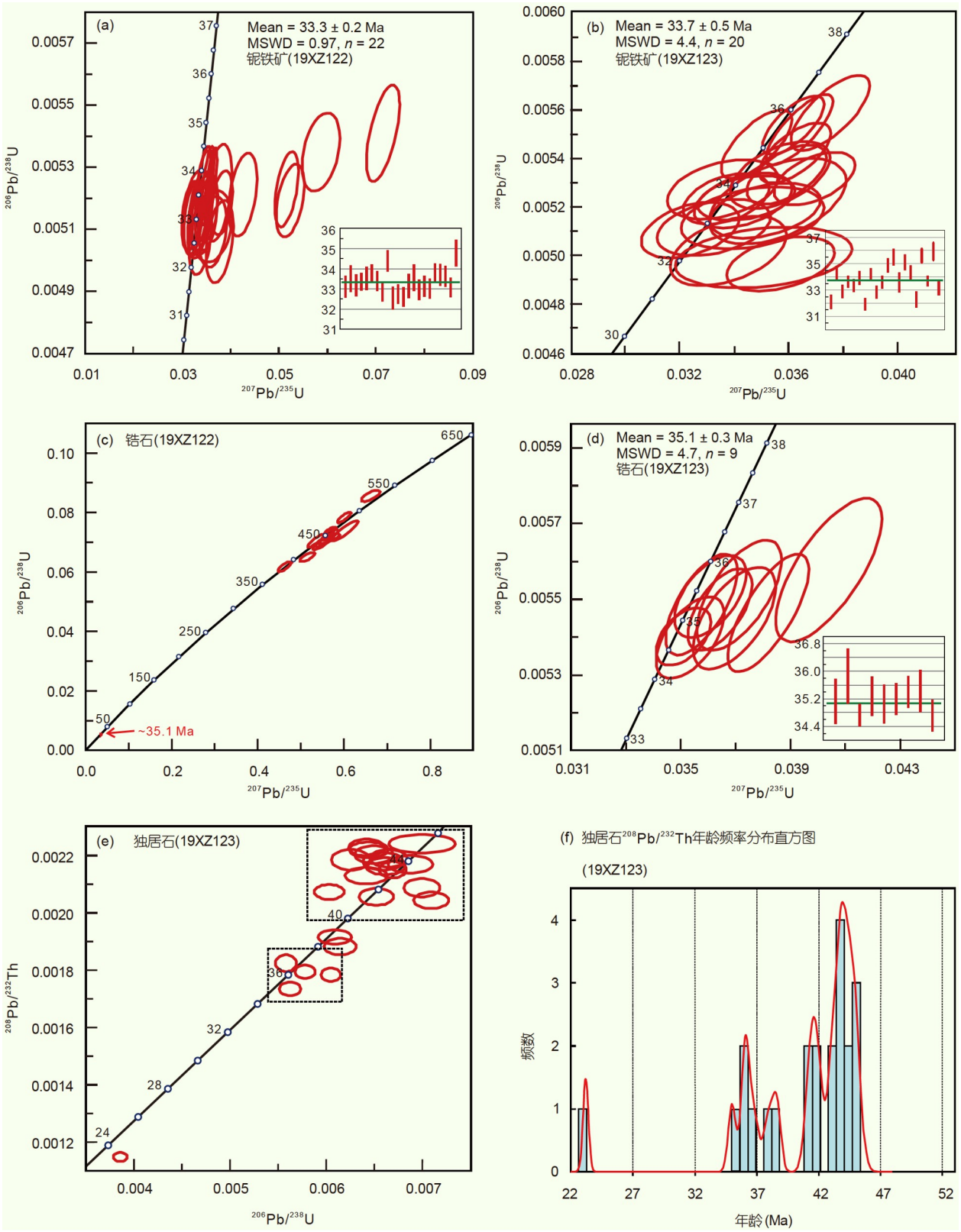


图 5 (网络版彩色)夏如富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩的铌铁矿(a, b)、锆石(c, d)、独居石(e, f)U-(Th-)Pb的同位素年代

Figure 5 (Color online) Columbite (a, b), zircon (c, d) and monazite (e, f) U-(Th-)Pb isotopic ages for the Xiaru Nb-Ta-W-bearing leucogranite/pegmatite

6 讨论

6.1 夏如富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩成岩成矿年代

已有研究工作显示喜马拉雅淡色花岗岩侵入时间介于46~7 Ma，晚于印度和欧亚大陆碰撞的时间(~60 Ma), 并可以分为3个阶段: 原喜马拉雅(46~25 Ma)、新喜马拉雅(25~14 Ma)和后喜马拉雅(<14 Ma)[4]. 其中~44 Ma的岩浆事件具有特殊意义[26~29], 代表了印度板块前缘——特提斯喜马拉雅地块内发生岩浆活动的产物, 是俯冲碰撞带下盘对陆-陆主碰撞作用的响应. 夏如独居石定年结果显示了两组年龄峰值，其中一组为~44.0 Ma，说明该地区可能也存在这一构造环境相关的岩浆活动; 而另一峰值年龄与锆石年龄, 以及前人定年工作所获得的成岩年龄相近[16], 约为36~35 Ma. 这些独居石的Y和U含量高于早期的独居石成分，可能显示了更高的岩浆演化程度[30]. 另外, 少量独居石给出了晚渐新世的年龄结果，暗示该岩体后期可能经历了一次热事件.

本次研究显示，夏如淡色花岗岩和伟晶岩与Nb-Ta-W成矿作用相关，所含铌铁矿族矿物的U-Pb同位素年龄显示, Nb-Ta成矿作用发生在34~33 Ma左右. 近年来报道的与喜马拉雅淡色花岗岩带相关的稀有金属成矿作用(表3)，主要集中在错那地区和珠峰地区花岗岩/伟晶岩中，错那地区包括了错那洞、库曲和错那岩体. 其中, 错那洞岩体成矿年代的数据最为详细, 包括伟晶岩(含细晶岩)和矽卡岩相关的不同成矿类型, 集中在17和14 Ma两阶段, 而通过锆石和独居石获得的成岩年龄主要集中在21~20和18~17 Ma[12,14,31,32]. 库曲岩体中花岗岩成岩和Nb-Ta成矿作用均发生在~25 Ma[33], 也有研究通过锆石和独居石的定年结果确定~24和~17 Ma两期的成岩年龄[34]. 错那岩体成矿作用最年轻，为12.2±0.3 Ma[33]，但前人工作显示错那成岩年龄呈多阶段性, 存在26~16 Ma的定年结果, 峰值在~21 Ma[35]. 珠峰地区淡色花岗岩的成岩年龄集中在ca.25~24和ca.17~16 Ma两期次, 而Nb-Ta成矿作用发生在~25 Ma, 锡成矿作用发生在24~23 Ma[13]. 可以看出, 与花岗岩相关的稀有金属的成矿年龄并不能完全与成岩年龄相一致，一方面体现稀有金属成矿作用并非发生在所有期次的岩浆活动中. 另一方面，随着岩浆的高度演化，晚期花岗岩中适用于定年的独居石和锆石含量显著降低，同时很多富U和含有包裹体的锆石颗粒[35]不是定年的理想矿物, 从而可能缺失了高演化花岗岩的成岩年龄. 而矿石矿物(铌铁矿族矿物、锡石、黑钨矿等)的精确定年结果可以帮助直接确定成矿作用的时代，加之其中一些矿石矿物与岩浆作用相关，还可以同时确定成岩年龄. 夏如富Nb-Ta-W花岗岩成岩成矿时代的研究，不仅再次证明了在喜马拉雅山存在始新世晚期-渐新世早期的岩浆活动, 这些较早的(>25 Ma)原喜玛拉雅的淡色花岗岩出现在喜马拉雅淡色花岗岩北带(特提斯喜马拉雅), 它们可能伴有同时期的稀有金属成矿作用. 从另

表 3 喜马拉雅淡色花岗岩相关的稀有金属成矿年龄汇总

Table 3 Summary of ages for the rare-metal mineralizations related to the Himalayan leucogranites

岩体	岩性	矿物	年龄(Ma)	方法	文献
错那洞	伟晶岩	铌铁矿族矿物	17.2±0.3	U-Pb	[14]
	坡积沙	铌铁矿族矿物	17.4±0.2	U-Pb	[14]
	细晶岩	铌铁矿族矿物	14.4±0.5	U-Pb	[14]
	石英脉	锡石	14.4±1.0	U-Pb	[12]
	矽卡岩	白云母	16.9±0.2	Ar-Ar	[31]
	矽卡岩	白云母	14.2±0.2	Ar-Ar	[32]
库曲	伟晶岩	铌铁矿族矿物	25.3±0.5	U-Pb	[33]
错那	伟晶岩	铌铁矿族矿物	12.2±0.3	U-Pb	[33]
卓木古	伟晶岩	铌铁矿族矿物	25.0 ± 0.4	U-Pb	[13]
	伟晶岩	锡石	24.0 ± 0.8	U-Pb	[13]
错热	伟晶岩	锡石	23.0 ± 0.7	U-Pb	[13]
夏如	花岗岩	铌铁矿族矿物	33.3 ± 0.2	U-Pb	本文
	伟晶岩	铌铁矿族矿物	33.7 ± 0.5	U-Pb	本文

一侧面提出，喜马拉雅淡色花岗岩因具有多时代成岩作用的特殊性，利用矿石矿物的定年结果直接确定其相关的稀有金属成矿作用的时代, 最为可靠.

6.2 夏如淡色花岗岩岩浆-热液体系与Nb-Ta-W成矿作用的关系

在夏如淡色花岗岩/伟晶岩中出现了大量原生绿柱石、电气石、白云母等矿物，显示了原始熔体中富集的Be、B和OH等助熔剂元素，它们可以降低花岗质熔体的黏度和固相线温度, 有效提高熔体的分异程度. 通常Nb和Ta在流体和花岗质熔体之间的分配系数非常低, Nb和Ta会优先分配到熔体中[36,37], 而不断的结晶分异作用促使稀有金属在熔体中的不断富集[38,39]. 花岗岩浆大多为绝热方式上升就位的，岩浆早期结晶温度近似代表岩浆形成时的温度，随着岩浆的演化温度逐渐降低[40]，Nb和Ta氧化物的溶解度会显著降低，开始大量结晶[41].

夏如淡色花岗岩的Nb-Ta-W等成矿元素主要以铌铁矿、钨铌铁矿、骑田岭矿和黑钨矿的形式赋存，它们常以集合体的形式出现，由富集Nb-Ta矿物的核部向富W矿物组成的边部变化，即核部的含微量W的铌铁矿和含W的钨铌铁矿的组分，逐渐向外由更富W的骑田岭矿和黑钨矿组成. 根据矿物晶体化学特征(图4(a)), 铌铁矿族矿物与黑钨矿之间可以组成固溶体系，钨铌铁矿和骑田岭矿成分上介于这两个端员之间. 钨铌铁矿和骑田岭矿有时被称为富钨铌铁矿或铌黑钨矿[42], 以单颗粒或与黑钨矿共生产出的现象较为常见. 如产于含锂黑云母花岗岩[43,44]、含黄玉铁锂云母花岗岩[45,46]、伟晶岩[47]以及翁岗岩[48]等，它们大都是富集挥发分Li和F的花岗岩和伟晶岩，具有明显的流体活动的特征, 因此富Nb-Ta-W氧化物的形成多被认为与花岗质岩浆体系晚期流体富集有关. 黑钨矿可以在低温条件(~500°C)的高演化过铝质岩浆[49]或是在热液流体作用[50]中结晶形成. 从黑钨矿与其他矿物的共生组合显示, 富W流体在较晚时期加入到熔体中, 由夏如淡色花岗岩中发现的棋盘状的集合体和铌铁矿的港湾状的颗粒边缘可以推断, 铌铁矿受到后期富W流体的作用, 发生交代反应后被分解并形成了次生的Nb-Ta-W氧化物(图3(c)~(e)), 同时也表明在富集流体的环境中，Nb-Ta活动性也是非常强的. 夏如淡色花岗岩中的黑钨矿都是在热液流体作用中形成的，早期富Nb-Ta，随着流体作用的加强，晚期结晶的贫Nb-Ta. 这些交代反应的次生矿物中还包含了细晶石(图3(e)), 该矿物富集Ca-Ta-F, 加之花岗岩中出现了萤石等富F矿物，显示了晚期富W流体还具有富F的特征. F的富集使熔体中桥氧发生解聚反应，有利于成矿元素的运移和聚集[38]. 除了黑钨矿，氧化物集合体还有白钨矿的产出(图3(e))，另在铌铁矿的周围也出现它形白钨矿颗粒，而白钨矿和细晶石的出现显示了晚期流体含Ca的特征.

因此，夏如淡色花岗岩岩浆阶段与Nb-Ta成矿作用密切相关，而热液阶段受到了强烈的富W-Ca-F流体的交代作用, 形成了多种富W的矿物.

6.3 夏如淡色花岗岩与喜马拉雅稀有金属花岗岩成矿作用对比

喜马拉雅淡色花岗岩带发育有广泛的稀有金属成矿作用，主要包括Be、Li、Nb-Ta和W-Sn的成矿作用[3,4,13]，通常与钠长石花岗岩、伟晶岩(含细晶岩)相关.

夏如淡色花岗主要以广泛的伟晶岩型Be-Nb-Ta成矿作用和局部零星的花岗岩型Nb-Ta-W成矿作用为特征, Be主要赋存在绿柱石中, 伟晶岩全岩Nb和Ta含量很高，Nb_2O_5+Ta_2O_5最高品位达0.014wt%. 根据前人发表的夏如淡色花岗岩的全岩数据, Nb含量最高为49×10^{-6}, Ta含量最高为43×10^{-6}[16]. 它们与本研究中富Nb-Ta-W淡色花岗岩/伟晶岩样品的稀土配分曲线形式相似，含量相近，是整个夏如淡色花岗岩样品中REE含量最低的样品(图S1). 本研究对这两个富集Nb-Ta的样品再次进行观察之后, 发现了都存在铌铁矿.

喜马拉雅东部的错那洞岩体也是一个具有岩浆阶段Be-Nb-Ta成矿作用的典型深成岩体，伟晶岩(含细晶岩)中含有绿柱石、铌铁矿族矿物等[14]. 与夏如岩体中铌铁矿族矿物相比，错那洞花岗岩中除了包含铌铁矿以外, 还出现钽铁矿和重钽铁矿, 并存有两个不同成矿时代. 通常富集Ta和Mn的铌铁矿族矿物溶解度较高, 相对于富集Nb-Fe的铌铁矿族矿物需要在分异程度更高的熔体中结晶[41]，重钽铁矿也仅在极端演化的岩浆过程中才能结晶[48,51]. 错那洞淡色花岗岩体系中, 大量的石榴子石有从铁铝榴石向富锰铝榴石端元成分进一步演化的趋势, 这些都显示了岩浆多阶段演化, 分异程度逐渐增高的特征. 而夏如的铌铁矿族矿物主要以富Nb-Fe为特征，形成的时代唯一，样品中少量的石榴石成分均匀，都集中在铁铝榴石和锰铝榴石的中间成分. 这些暗示了夏如淡色花岗岩虽然是高分异花岗岩，但

未达到极端分异的程度.

夏如淡色花岗岩局部存在W成矿作用, 直接与淡色花岗岩/伟晶岩相关, 主要赋存矿物有骑田岭矿、黑钨矿和白钨矿(图3(c)~(f))等, 分别对应于岩浆晚期到热液阶段的不同时期. 全岩W含量高达67×10^{-6}, 前人数据中夏如淡色花岗岩中W含量约为25×10^{-6}[24], 而错那洞和普士拉的稀有金属花岗岩体中W含量均小于10×10^{-6}[13,14]. 错那洞岩体的W成矿作用与矽卡岩有关, 主要赋存矿物是白钨矿, 矽卡岩附近伟晶岩中含有少量富Nb-Ta的黑钨矿(图4(d)). 错那洞的W矿化作用被认为是流体-岩石相互作用的产物, 钨在流体中以WO_4^{2-}、HWO_4^-或$NaWO_4^-$的形式运移, 并且会与围岩Ca^{2+}和Fe^{2+}结合沉淀出白钨矿和黑钨矿[52,53]. 该过程与前述夏如岩体的W成矿和花岗岩的流体自交代作用过程有差异, 因此可以推测喜马拉雅淡色花岗岩中至少存在两种不同类型的W成矿作用: 矽卡岩型和花岗岩型.

另外, 夏如富Nb-Ta-W花岗岩紧邻的花岗片麻岩(ca. 450 Ma)中出现W的富集, 远高于远离富Nb-Ta-W花岗岩的花岗片麻岩中的W含量. 这显示了片麻岩可能受到了淡色花岗岩的富W流体作用的影响, 而导致元素异常. Liu等人[16]曾提出夏如淡色花岗岩在上升和侵位的过程中受到了围岩(花岗片麻岩)混染作用, 反之, 花岗片麻岩也有可能受到淡色花岗岩富W流体作用的影响. 虽然花岗片麻岩全岩的Nb-Ta含量也达到了20×10^{-6}~30×10^{-6}, 但未见相关的Nb-Ta成矿作用和赋存的矿石矿物. Nb-Ta富集主要与岩浆作用相关[8], 因此推测虽然岩浆初始富集Nb-Ta, 但花岗片麻岩与淡色花岗岩/伟晶岩相比, 含有较高An含量的斜长石, 富Mg的黑云母、白云母和电气石. 这些矿物学特征显示出分异程度相对较低, Nb-Ta-W成矿作用与演化程度较高的淡色花岗岩/伟晶岩更相关.

Wang等人[3]曾在北喜马拉雅夏如西侧的佩枯错(属于马拉山穹窿)伟晶岩中发现了富Nb-Ta-W氧化物, 主要包括钨铌铁矿和骑田岭矿(图3(h), 4(a)~(c)). 该地区已有的岩石学工作认为, 佩枯错与夏如淡色花岗岩具有相同的岩石学成因, 它们都是渐新世的地壳熔融的产物, 分离结晶和变质泥质岩减压熔融对岩体的形成发挥了重要的作用[54]. 因此, 有理由推测, 喜马拉雅造山带中还存在类似的Nb-Ta-W成矿作用的花岗岩体. 这些认识拓宽了现阶段对喜马拉雅不同稀有金属成矿类型的认识, 有助于我国关键矿产资源研究的深入开展[55~57].

7 结论

通过北喜马拉雅夏如富Nb-Ta-W淡色花岗岩/伟晶岩的全岩、岩相学以及Nb-Ta-W氧化物的矿物学研究, 针对夏如淡色花岗岩的成岩成矿特征得出以下结论.

(1) 利用铌铁矿U-Pb定年结果确定了夏如淡色花岗岩的铌钽成矿作用发生在ca.34~33 Ma, 是目前已知的喜马拉雅造山带最早的Nb-Ta成矿作用. 对比同样品中锆石或独居石的同位素年龄结果, 喜马拉雅淡色花岗岩的成矿作用时代限定需要矿石矿物的同位素定年结果来确定.

(2) 夏如Nb-Ta-W成矿作用主要与淡色花岗岩有关, 主要指示性矿物有铌铁矿、钨铌铁矿、骑田岭矿、黑钨矿和白钨矿, 矿物组合和成分反映了岩浆晚期强烈的流体作用下, 铌铁矿发生了交代反应, 形成了富W矿物. 花岗片麻岩局部W富集可能与淡色花岗岩的晚期流体活动有关.

(3) 夏如岩体中花岗质伟晶岩的铌钽含量达到边界品位, 淡色花岗岩局部富集Nb-Ta-W氧化物组合, 佩枯错淡色花岗岩存在相似的Nb-Ta-W矿物组合, 未来工作需加强北喜马拉雅的该类型成矿作用的研究.

致谢 感谢三位匿名审稿人对本文提出的宝贵意见. 感谢法国奥尔良大学Saskia Erdmann博士对英文的润色.

参考文献

1 Zhang J, Santosh M, Wang X, et al. Tectonics of the northern Himalaya since the India-Asia collision. Gondwana Res, 2012, 21: 939–960

2 Wu F Y, Liu Z C, Liu X C, et al. Himalayan leucogranite: Petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2015, 31: 1–36 [吴福元, 刘志超, 刘小驰, 等. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 2015, 31: 1–36]

3 Wang R C, Wu F Y, Xie L, et al. A preliminary study of rare-metal mineralization in the Himalayan leucogranite belts, South Tibet (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2017, 47: 871–880 [王汝成, 吴福元, 谢磊, 等. 藏南喜马拉雅淡色花岗岩稀有金属成矿作用初步研究. 中国科学: 地球科学, 2017, 47: 871–880]

4 Wu F Y, Liu X C, Liu Z C, et al. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization. Lithos, 2020, 352-353: 105319
5 Cuney M, Marignac C, Weisbrod A. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France); the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. Econ Geol, 1992, 87: 1766–1794
6 Rub A K, Štemprok M, Rub M G. Tantalum mineralization in the apical part of the Cínovec (Zinnwald) granite stock. Mineral Petrol, 1998, 63: 199–222
7 Huang X L, Wang R C, Chen X M, et al. Vertical variations in the mineralogy of the Yichun topaz-lepidolite granite, Jiangxi Province, southern China. Can Mineral, 2002, 40: 1047–1068
8 Linnen R L, Cuney M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. In: Linnen R L, Samson I M, eds. Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. GAC Short Course Notes, Geological Association of Canada, 2005. 45–67
9 Zeng L S, Gao L E. Cenozoic crustal anatexis and the leucogranites in the Himalayan collisional orogenic belt (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2017, 33: 1420–1444 [曾令森, 高利娥. 喜马拉雅碰撞造山带新生代地壳深熔作用与淡色花岗岩. 岩石学报, 2017, 33: 1420–1444]
10 Ying S H. Magmatic, metamorphic and magmatic rocks of the Mount Jolmo Lungma Region in Southern Tibet, China (in Chinese). Sci Geol Sin, 1973, 2: 103–132 [应思淮. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区的岩浆岩、变质岩和混合岩. 地质科学, 1973, 2: 103–132]
11 Visona D, Zantedeschi C. Spodumene, petalite and cassiterite, new occurrence in Himalayan leucogranite pegmatites: Petrological implications. In: Abstract of the International Mineralogical Association 16th General Meeting, Pisa. 1994. 429
12 Cao H W, Li G M, Zhang Z, et al. Miocene Sn polymetallic mineralization in the Tethyan Himalaya, southeastern Tibet: A case study of the Cuonadong deposit. Ore Geol Rev, 2020, 119: 103403
13 Liu C, Wang R C, Wu F Y, et al. Spodumene pegmatites from the Pusila pluton in the Higher Himalaya, South Tibet: Lithium mineralization in a highly fractionated leucogranite batholith. Lithos, 2020, 358-359: 105421
14 Xie L, Tao X, Wang R, et al. Highly fractionated leucogranites in the eastern Himalayan Cuonadong dome and related magmatic Be-Nb-Ta and hydrothermal Be-W-Sn mineralization. Lithos, 2020, 354-355: 105286
15 Li G M, Zhang L K, Jiao Y J, et al. First discovery and implications of Cuonadong superlarge Be-W-Sn polymetallic deposit (in Chinese). Miner Depos, 2017, 36: 1003–1008 [李光明, 张林奎, 焦彦杰, 等. 西藏喜马拉雅成矿带错那洞超大型铍锡钨多金属矿床的发现及意义. 矿床地质, 2017, 36: 1003–1008]
16 Liu Z C, Wu F Y, Ding L, et al. Highly fractionated late Eocene (~ 35 Ma) leucogranite in the Xiaru dome, Tethyan Himalaya, south Tibet. Lithos, 2016, 240-243: 337–354
17 Gao L E, Zeng L, Hu G, et al. Early Paleozoic magmatism along the northern margin of East Gondwana. Lithos, 2019, 334-335: 25–41
18 Qi L, Jing H, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. Talanta, 2000, 51: 507–513
19 Liu Y, Hu Z, Gao S, et al. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chem Geol, 2008, 257: 34–43
20 Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.70, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Vol. 4. Berkeley Geochronology Centre Special Publication, 2008
21 Che X D, Wu F Y, Wang R C, et al. *In situ* U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. Ore Geol Rev, 2015, 65: 979–989
22 Tomascak P B, Krogstad E J, Walker R J. U-Pb monazite geochronology of granitic rocks from Maine: Implications for Late Paleozoic tectonics in the northern Appalachians. J Geol, 1996, 104: 185–195
23 Hu H, Wang R C, Shao C J, et al. *In situ* LA-ICP-MS U-Th-Pb isotopic dating of monazite based on the monazite standard Trebilcock (in Chinese). J Nanjing Univ (Nat Sci Ed), 2020, 56: 763–773 [胡欢, 王汝成, 邵春景, 等. 基于独居石标样Trebilcock的激光剥蚀等离子体质谱微区原位U-Th-Pb同位素定年方法. 南京大学学报(自然科学版), 2020, 56: 763–773]
24 Gao L E, Zeng L, Gao J, et al. Oligocene crustal anatexis in the Tethyan Himalaya, southern Tibet. Lithos, 2016, 264: 201–209
25 Sun S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geol Soc London Spec Publ, 1989, 42: 313–345
26 Aikman A B, Harrison T M, Lin D. Evidence for early (>44 Ma) Himalayan Crustal Thickening, Tethyan Himalaya, southeastern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 2008, 274: 14–23
27 Qi X X, Zeng L S, Meng X J, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating for Dala granite in the Tethyan Himalaya and its geological implication (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2008, 24: 1501–1508 [戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 等. 特提斯喜马拉雅打拉花岗岩的锆石SHRIMP U-Pb定年及其地质意义. 岩石学报, 2008, 24: 1501–1508]
28 Zeng L, Gao L E, Xie K, et al. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust. Earth Planet Sci Lett, 2011, 303: 251–266
29 Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q, et al. Petrogenesis of Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model. Lithos,

2014, 208-209: 118–136
30 Imayama T, Suzuki K. Carboniferous inherited grain and age zoning of monazite and xenotime from leucogranites in far-eastern Nepal: Constraints from electron probe microanalysis. Am Mineral, 2013, 98: 1393−1406
31 Fu J G, Li G M, Wang G H, et al. Syntectonic skarn characteristics and mineralization age and associated Be-W-Sn rare metal deposit in Cuonadong dome, Southern Tibet, China (in Chinese). J Jilin Univ (Earth Sci Ed), 2020, 50: 1304−1322 [付建刚, 李光明, 王根厚, 等. 西藏错那洞穹窿同构造矽卡岩特征及相关铍钨锡稀有金属矿化的成矿时代. 吉林大学学报(地球科学版), 2020, 50: 1304−1322]
32 Liang W, Li G M, Zhang L K, et al. Cuonadong Be-rare polymetallic metal deposit: Constrains from Ar-Ar age of hydrothermal muscovite (in Chinese). Sediment Geol Tethyan Geol, 2020, 40: 76–81 [梁维, 李光明, 张林奎, 等. 藏南错那洞铍稀有多金属成矿时代: 来自热液白云母Ar-Ar年龄的约束. 沉积与特提斯地质, 2020, 40: 76–81]
33 Tao X Y. The study of evolution of leucogranites in the Cuona district, South Tibet and related rare metal mineralization (in Chinese). Master Dissertation. Nanjing: Nanjing University, 2020 [陶湘媛. 藏南错那地区淡色花岗岩演化与稀有金属成矿作用研究. 硕士学位论文. 南京: 南京大学, 2020]
34 Zhang L, Li G, Cao H, et al. Activity of the south Tibetan detachment system: Constraints from leucogranite ages in the eastern Himalayas. Geol J, 2020, 55: 5540–5573
35 Aikman A B, Harrison T M, Hermann J. Age and thermal history of Eo- and Neohimalayan granitoids, eastern Himalaya. J Asian Earth Sci, 2012, 51: 85–97
36 London D, Hervig R L, Morgan Vi G B. Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: Experimental results with Macusani glass at 200 MPa. Contr Mineral Petrol, 1988, 99: 360–373
37 Borodulin G P, Chevychelov V Y, Zaraysky G P. Experimental study of partitioning of tantalum, niobium, manganese, and fluorine between aqueous fluoride fluid and granitic and alkaline melts. Dokl Earth Sc, 2009, 427: 868–873
38 Manning D A C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. Contr Mineral Petrol, 1981, 76: 206–215
39 Raimbault L, Cuney M, Azencott C, et al. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Econ Geol, 1995, 90: 548–576
40 Wu F Y, Li X H, Yang J H, et al. Discussion on the petrogenesis of granites (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2007, 23: 1217−1238 [吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 2007, 23: 1217−1238]
41 Linnen R L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F; constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. Econ Geol, 1998, 93: 1013–1025
42 Johan V, Johan Z. Accessory minerals of the Cínovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic Part 1: Nb-, Ta- and Ti-bearing oxides. Mineral Petrol, 1994, 51: 323–343
43 Zhang W L, Hua R M, Wang R C, et al. New dating of the Dajishan granite and related tungsten mineralization in Southern Jiangxi (in Chinese). Acta Geol Sin, 2006, 80: 956−962 [张文兰, 华仁民, 王汝成, 等. 赣南大吉山花岗岩成岩与钨矿成矿年龄的研究. 地质学报, 2006, 80: 956−962]
44 Breiter K, Vaňková M, Galiová M V, et al. Lithium and trace-element concentrations in trioctahedral micas from granites of different geochemical types measured via laser ablation ICP-MS. Mineral Mag, 2017, 81: 15–33
45 Alekseev V I, Gembitskaya I M, Marin Y B. Wolframoixiolite and niobian ferberite from zinnwaldite granitic rocks of the Chukchi Peninsula. Geol Ore Depos, 2011, 53: 639–648
46 Xie L, Wang Z, Wang R, et al. Mineralogical constraints on the genesis of W-Nb-Ta mineralization in the Laiziling granite (Xianghualing district, south China). Ore Geol Rev, 2018, 95: 695–712
47 Novák M, Johan Z, Škoda R, et al. Primary oxide minerals in the system WO_3-Nb_2O_5-TiO_2-Fe_2O_3-FeO and their breakdown products from the pegmatite No. 3 at Dolní Bory-Hatě, Czech Republic. Eur J Mineral, 2008, 20: 487–499
48 Huang F F, Wang R C, Xie L, et al. Differentiated rare-element mineralization in an ongonite-topazite composite dike at the Xianghualing tin district, Southern China: An electron-microprobe study on the evolution from niobium-tantalum-oxides to cassiterite. Ore Geol Rev, 2015, 65: 761–778
49 Che X D, Linnen R L, Wang R C, et al. Tungsten solubility in evolved granitic melts: An evaluation of magmatic wolframite. Geochim Cosmochim Acta, 2013, 106: 84–98
50 Štemprok M. Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas. Miner Depos, 1990, 25: 205−212
51 Beurlen H, Da Silva M R, Thomas R, et al. Nb-Ta-(Ti-Sn) oxide mineral chemistry as tracer of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeastern Brazil. Miner Depos, 2008, 43: 207–228
52 Kwak T A P. W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids. Amsterdam: Elsevier, 1987. 451
53 Lecumberri-Sanchez P, Vieira R, Heinrich C A, et al. Fluid-rock interaction is decisive for the formation of tungsten deposits. Geology, 2017, 45:

579–582
54 Gao L E, Zeng L S, Hou K J, et al. Episodic crustal anatexis and the formation of Paiku composite leucogranitic pluton in the Malashan Gneiss Dome, Southern Tibet. Chin Sci Bull, 2013, 58: 3546–3563 [高利娥, 曾令森, 侯可军, 等. 藏南马拉山穹窿佩枯错复合淡色花岗岩体的多期深熔作用. 科学通报, 2013, 58: 2810–2822]
55 Li J K, Li P, Wang D H, et al. A review of niobium and tantalum metallogenic regularity in China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 1545–1566 [李建康, 李鹏, 王登红, 等. 中国铌钽矿成矿规律. 科学通报, 2019, 64: 1545–1566]
56 Hou Z Q, Chen J, Zhai M G. Current status and frontiers of research on critical mineral resources (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 3651–3652 [侯增谦, 陈骏, 翟明国. 战略性关键矿产研究现状与科学前沿. 科学通报, 2020, 65: 3651–3652]
57 Wang R C, Che X D, Wu B, et al. Critical mineral resources of Nb, Ta, Zr, and Hf in China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 3763−3777 [王汝成, 车旭东, 邬斌, 等. 中国铌钽锆铪资源. 科学通报, 2020, 65: 3763−3777]

补充材料

图S1 夏如淡色花岗岩和花岗片麻岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解
图S2 夏如花岗质伟晶岩中不同时代独居石成分对比
表S1 夏如富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩中铌铁矿族矿物U-Pb同位素数据
表S2 夏如富Nb-Ta-W花岗岩/伟晶岩中锆石U-Pb同位素数据
表S3 夏如富Nb-Ta-W伟晶岩中独居石U-Th-Pb同位素数据

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “喜马拉雅夏如渐新世淡色花岗岩铌钽钨成矿作用”

Oligocene Nb-Ta-W-mineralization related to the Xiaru leucogranite in the Himalayan Orogen

Lei Xie[1*], Rucheng Wang[1], Ennong Tian[1], Zhichao Liu[2], Fuyuan Wu[3], Xiaochi Liu[3], Feiyue Cheng[1], Huan Hu[1], Xudong Che[1] & Chen Liu[1]

[1] *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;*
[2] *School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;*
[3] *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
* Corresponding author, E-mail: xielei@nju.edu.cn

Himalayan leucogranites are abundant within a ~2000-km-long, E-W trending belt on the Tibetan Plateau. Recently, it has been shown that several leucogranites and pegmatites (including aplites) of the Himalayan leucogranitic belt are closely related to rare-metal mineralization. The leucogranites and pegmatites are commonly peraluminous to strongly peraluminous, classifying as highly-fractionated granites in terms of whole-rock geochemistry and characteristic mineral assemblage with phases such as garnet, mica, zircon and oxides. The leucogranites contain typical rare-metal-bearing minerals formed during the magmatic-hydrothermal stage, including spodumene, beryl, columbite-group minerals (CGMs), cassiterite, and wolframite, associated with Li-, Be-, Nb-Ta-, Sn- and W-mineralization. Multiple episodes of magmatism and mineralization (~25−12 Ma) have been identified for the leucogranites. Nevertheless, our understanding of the rare-metal mineralization in the Himalayan orogeny and its age range remains limited.

The Xiaru Dome, which crops out in the central part of the northern Himalaya, is mainly composed of middle-high grade metasedimentary rocks and granitic gneiss. Intrusions of tourmaline-garnet-bearing leucogranite and Be-Nb-Ta pegmatite are relatively common. Beryl and CGMs have been previously observed within pegmatite with the total Nb_2O_5 and Ta_2O_5 contents of up to ~0.014wt%. During recent field work, Nb-Ta-W-bearing tourmaline granite/pegmatite was found for the first time. To further constrain the leucogranite evolution and related Nb-Ta-W mineralization, we have studied the rock-forming and ore-forming phases of the Nb-Ta-W-bearing leucogranite/pegmatite and country rock granitic gneiss. We have characterized whole-rock geochemical compositions, the textures and the chemical compositions of the Nb-Ta-W oxide minerals, and complemented these by U-(Th-)Pb dating of CGMs, zircon and monazite. Our work shows that the granitic samples are peraluminous (ACNK =1.06−1.26), with high silica (SiO_2 = 72.2wt%−75.5wt%) and alkali contents (Na_2O+K_2O = 8.4wt%−9.4wt%). They contain high concentrations of B, Nb, Ta and W (780×10^{-6}, 58×10^{-6}, 17×10^{-6} and 67×10^{-6}, respectively), which are hosted in schorl, CGMs, wolframoixiolite, qitianlingite, and wolframite. Zircon and monazite U-(Th-)Pb dating shows that the leucogranites formed at ~530−387, ~44, and ~36−35 Ma, indicating multiple episodes of magmatism for the Xiaru intrusions, while U-Pb dating of CGMs reveals that the Nb-Ta mineralization related to the Xiaru leucogranites occurred exclusively at ~34−33 Ma. The Oligocene Nb-Ta mineralization of the Xiaru district is thus the oldest (earliest) rare-metal mineralization related to Himalayan leucogranites ever discovered. We highlight that the ore-forming age is best determined by dating ore-minerals directly instead of associated zircon or monazite.

We conclude that a high B concentration in the parental magma possibly permitted high fractionation of the magma and concentration of Nb and Ta. Magmatic columbite formed early, which was later metasomatically altered by Ca-W-F-rich fluids. At the hydrothermal stage, a characteristic mineral assemblage formed, including qitianlingite, wolframite, scheelite, and microlite. The enrichment of W in the local granitic gneiss, located adjacent to the Nb-Ta-W-bearing granite, is possibly related to the ingression of W-bearing fluids from the leucogranite. Compared with skarn-type W mineralization related to the Cuonadong pluton in the eastern Himalayan orogen, there are at least two types of W mineralization related to the Himalayan leucogranites: Skarn-type and granite-type. The discovery of Nb-Ta-W mineralization related to the leucogranite/pegmatite in the Xiaru gneiss dome deepens our understanding of Himalayan rare-metal mineralization and provides the basis for exploration of similar mineralization types elsewhere in the Himalayan Orogen.

Nb-Ta-W-mineralization, magmatic-hydrothermal stage, columbite-group minerals U-Pb dating, Xiaru, northern Himalaya

doi: 10.1360/TB-2021-0546